

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Petrología y Geoquímica



TESIS DOCTORAL

**Geodinámica y geocronología de los granitoides del sur de
Toledo**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Pilar Andonaegui Moreno

Madrid, 2015

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Facultad de Ciencias Geológicas

Departamento de Petrología y Geoquímica

^S
~~532.3~~
~~AND~~
^D
2567

BIBLIOTECA UCM



5300859845

**GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE
LOS GRANITOIDES DEL SUR DE TOLEDO**

R. 4.493



Pilar Andonaegui Moreno

Madrid, 1992

Colección Tesis Doctorales. N.º 23/92

© Pilar Andonaegui Moreno

**Edita e imprime la Editorial de la Universidad
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía.
Escuela de Estomatología. Ciudad Universitaria.
Madrid, 1992.
Ricoh 3700
Depósito Legal: M-6527-1992**

X-53-026509-4

Universidad Complutense de Madrid
Facultad de Ciencias Geológicas
Departamento de Petrología y Geoquímica

**GEOQUIMICA Y GEOCRONOLOGIA DE LOS GRANITOIDES DEL
SUR DE TOLEDO**

Memoria para aspirar al grado de Doctor en Ciencias
Geológicas, presentada por:

PILAR ANDONAEGUI MORENO

Director: Dr. D. José María Fuster Casas.

Madrid, Octubre 1990.

A mis padres, Delio y Juanita,
por todo lo que me han dado.
A mi hijo Daniel, por todo lo
que me da.

Quisiera expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones, que a lo largo de la elaboración de este trabajo, me han prestado su apoyo y asesoramiento.

Al Dr. D. José María Fuster, Director de esta Memoria, por haber puesto a mi disposición sus amplios conocimientos sobre la Cadena Hercínica Ibérica y la problemática de las rocas graníticas, así como por la revisión y crítica del manuscrito.

Al Dr. D. Carlos Villaseca, por todas las discusiones científicas mantenidas tanto sobre el terreno, como posteriormente durante la elaboración de los datos.

A los doctores D. Eumenio Ancochea y D. Ricardo Arenas por sus sugerencias en el tratamiento de los datos geoquímicos.

A la Dra. Dña. Elisa Ibarrola, por su asesoramiento y discusión de los datos de geocronología.

A todos los miembros del Dpto. de Geología y Mineralogía del C.N.R.S. de Clermont - Ferrand, y especialmente al Dr. D. Yves Vialette por la discusión de los datos de geocronología, a Mdme. J. Serange por su ayuda en la preparación de las muestras para la determinación de isótopos y a Mdme. M. Veschambre por su colaboración en la determinación analítica de microsonda.

A todos los miembros del Dpto. de Petrología y Geoquímica, que me han apoyado y animado constantemente.

Durante la elaboración de esta Memoria disfruté de una beca del C.S.I.C., para estancias en el extranjero, mi agradecimiento a esta institución.

Por último y muy especialmente quiero agradecer a Antolín Aldonza su ayuda y colaboración en muchos aspectos de este trabajo.

INDICE

<u>I.- INTRODUCCION</u>	1
I. 1.- ENCUADRE GEOLOGICO Y GEOGRAFICO	1
I. 2.- OBJETIVOS Y METODOLOGIA	5
I. 3.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS	8
 <u>II.- GRANITOIDES DE LA UNIDAD MIGMATITICA</u>	 12
II. 1.- DESCRIPCION Y PRINCIPALES CARACTERISTICAS DE LA SERIE METAMORFICA ENCAJANTE	12
II. 2.- ASPECTOS GEOLOGICOS DE LOS GRANITOIDES DE LA UNIDAD MIGMATITICA	17
II. 2. 1.- Tonalitas, granodioritas, adamellitas de Argés - Guadamur	20
II. 2. 2.- Granodioritas cordieríticas de Layos	24
II. 2. 3.- Leucogranitos con granate - cordieri- ta	25
II. 3.- PETROGRAFIA Y MINERALOGIA	27
II. 3. 1.- Tonalitas, granodioritas y adamellitas de Argés - Guadamur	27
II. 3. 2.- Enclaves de los granitoides de Argés Guadamur	51
II. 3. 2.- Granodioritas cordieríticas de Layos	54
II. 3. 4.- Leucogranitos	61

II.4.- EVOLUCION TERMODINAMICA DE LA UNIDAD MIGMATI-	
TICA	71
II.4.1.- Termometría del par granate - biotita	.71
II.4.2.- Termometría del par granate cordierita76
II.4.3.- Termometría del par plagioclasa - feldespato potásico78
II.4.4.- Termometría del par moscovita - plagioclasa80
II.4.5.- Termometría en base a clinopiroxeno	..81
II.4.6.- Barometría granate - plagioclasa82
II.4.7.- Barometría granate - cordierita85
II.4.8.- Determinación de las condiciones de fugacidad de oxígeno88
II.4.9.- Conclusiones sobre las condiciones de presión - temperatura de recristalización metamórfica de los granitoides89
II.5.- GEOQUIMICA	94
II.5.1.- Clasificaciones químicas	94
II.5.2.- Análisis de la variabilidad geoquímica	103
II.5.2.1.- Elementos mayores	103
II.5.2.2.- Elementos traza	107
II.5.2.3.- Tierras raras	119
III.- GRANITOIDES DEL PLUTON MORA - GALVEZ	124
III.1.- ASPECTOS GEOLOGICOS DE LAS ROCAS GRANITICAS	.124
III.1.1.- Granitos de grano grueso	127
III.1.2.- Granitos porfídicos	129
III.1.3.- Tonalitas	130
III.1.4.- Leucogranitos	132

III.1.5.- Enclaves	134
III.2.- PETROGRAFIA Y MINERALOGIA	139
III.2.1.- Granitos de Mora - Gálvez	139
III.2.2.- Petrografía de los enclaves	168
III.3.- EVOLUCION TERMODINAMICA DEL PLUTON MORA GALVEZ	188
III.3.1.- Condiciones de emplazamiento: metamorfismo de contacto	188
III.3.1.1.- <u>Metamorfismo de contacto en metasedimentos pelíticos</u>	188
III.3.1.2.- <u>Metamorfismo de contacto en metasedimentos carbonatados</u>	193
III.3.1.3.- <u>Conclusiones sobre el metamorfismo de contacto</u>	197
III.3.2.- Condiciones termobarométricas del emplazamiento de los granitoides de Mora - Gálvez	200
III.3.2.1.- <u>Termometría del par granate biotita</u>	200
III.3.2.2.- <u>Termometría del par granate cordierita</u>	202
III.3.2.3.- <u>Termometría del par plagioclase - feldespato potásico</u>	203
III.3.2.4.- <u>Termometría del par plagioclase - moscovita</u>	205
III.3.2.5.- <u>Barometría plagioclase - granate</u>	205
III.3.2.6.- <u>Barometría granate - cordierita</u>	207
III.3.2.7.- <u>Cálculo de la fugacidad de oxígeno</u>	208

<u>III.3.2.8.- Conclusiones sobre las con-</u> <u>diciones de presión temperatura</u>209
III.4.- GEOQUIMICA213
III.4.1.- Clasificaciones químicas213
III.4.2.- Análisis de la variabilidad geo- química218
<u>III.4.2.1.- Elementos mayores</u>218
<u>III.4.2.2.- Elementos traza</u>222
<u>III.4.2.3.- Tierras raras</u>233
<u>IV.- ROCAS FILONIANAS ASOCIADAS AL PLUTON MORA - GALVEZ</u>	.236
IV.1.- INTRODUCCION236
IV.2.- DIQUES DE CUARZO237
IV.3.- DIQUES DE PEGMATITA237
IV.4.- DIQUES DE APLITA238
IV.4.1.- Principales características petro- gráficas239
IV.5.- DIQUES DE PORFIDO240
IV.5.1.- Principales características petro- gráficas241
IV.6.- GEOQUIMICA DE APLITAS Y PORFIDOS248
IV.6.1.- Clasificaciones químicas248
IV.6.2.- Análisis de la variabilidad geo- química251

IV.7.- CONCLUSIONES SOBRE LAS ROCAS FILONIANAS DE MORA - GALVEZ	257
<u>V.- GEOCRONOLOGIA</u>	259
V.1.- ISOCRONA DE LOS GRANITOIDES DE LA UNIDAD MIGMATITICA	259
V.2.- ISOCRONA DE LOS GRANITOIDES DEL PLUTON MORA GALVEZ	264
V.3.- EVOLUCION MAGMATICA	269
<u>VI.- RESUMEN Y CONCLUSIONES GENERALES</u>	273
<u>VII.- BIBLIOGRAFIA</u>	277
<u>APENDICE 1 LAMINAS</u>	292
<u>APENDICE 2 TABLAS</u>	308
I. TABLAS DE ANALISIS MODALES	308
II. TABLAS DE ANALISIS DE MICROSONDA	312
III. TABLAS DE ANALISIS QUIMICOS	344

<u>APENDICE 3</u>	<u>DISCUSION SOBRE LAS ECUACIONES TERMO-</u>	
<u>BAROMETRICAS UTILIZADAS.....</u>		357



I.- INTRODUCCION

I.- INTRODUCCION.

I.1.- ENCUADRE GEOLOGICO Y GEOGRAFICO.

La zona estudiada se sitúa en el sur de la provincia de Toledo, siendo sus límites geográficos, por el norte, la fosa del río Tajo, y, por el sur, las estribaciones de los Montes de Toledo, constituyendo morfológicamente una zona arrasada. En esta plataforma destacan los montes-isla, (Layos, Noez, Sierra de Nambroca), que la dividen, a groso modo, en dos sectores con características geológicas distintas, (Fig. 1).

Este área forma parte del Macizo Hespérico y dentro de él se encuentra en el sur de la zona Centroibérica definida por LOTZE (1945). Podemos dividirla en dos sectores en función de las distintas litologías que aparecen en cada uno de ellos, siendo el límite entre ambos la banda milonítica de Toledo, situada inmediatamente al norte de los montes-isla.

Sector al norte de la banda milonítica, granitoides de la Unidad Migmatítica (Sector de Guajaráz). Esta formado, fundamentalmente, por rocas metasedimentarias afectadas por un metamorfismo regional de alto grado. APARICIO (1971) definió esta zona como "Unidad Migmatítica" ya que en ella, y debido al alto grado metamórfico que se alcanza, se producen, importantes fenómenos de migmatización. La antigua serie metasedimentaria, a la que

este autor supone de edad Cámbrico inferior, está formada por: esquistos, gneises, anfibolitas, rocas de silicatos cálcicos, mármoles y cuarcitas, de los cuales quedan escasos afloramientos distribuidos irregularmente dentro de esta unidad.

Ligados a estas rocas metamórficas aparecen tres tipos de granitoides, localizados principalmente en los alrededores del arroyo de Guajaráz (granitoides de la Unidad Migmatítica), que constituyen uno de los grupos de rocas graníticas objeto de estudio, estos son:

1.- Granitoides de Argés - Guadamur, formados fundamentalmente por rocas más o menos porfídicas cuyos fenocristales presentan orientación evidente.

2.- Granitoides de Layos, homogéneos, con numerosos enclaves de rocas metasedimentarias y, en general, sin orientación evidente.

3.- Leucogranitos con granate y cordierita, también orientados, y relacionados con la migmatización del área encajante.

En las rocas encajantes, además de metasedimentos, aparecen otras rocas plutónicas, probablemente más antiguas que las que aquí se estudian, constituidas principalmente por rocas granítico sieníticas y gabros (APARICIO, 1971).

Sector al sur de la banda milonítica (plutón de Mora - Gálvez), este sector está configurado por dos conjuntos litológicos:

1.- Rocas metasedimentarias de edad Cámbrico-Ordovícico, afectadas por metamorfismo regional de bajo grado.

2.- Rocas graníticas que intruyen en las anteriores, provocándoles aureolas de metamorfismo de contacto, que en ocasiones tienen más de 1 km. de anchura. (Fig. 1). Estas rocas graníticas que constituyen el segundo grupo estudiado, presentan tres facies distintas:

- Granitos de grano grueso con fenocristales dispersos, son los volumétricamente más importantes y se extienden desde Mora hasta el oeste de Las Ventas con Peña Aguilera.

- Granitos porfídicos con grandes megacristales, situados entre Gálvez y San Martín de Montalbán.

- Leucogranitos con nódulos de cordierita, en pequeños macizos dispersos en la parte más meridional de los granitos anteriores.

Los materiales metasedimentarios de este sector, han sido estudiados por diversos autores, así para APARICIO (1971) las rocas del Cámbrico medio forman la Serie Verde constituida por pizarras verdes, entre las que se intercalan paquetes de caliza. SAN JOSE (1969) en la zona de San Pablo de los Montes, además distingue unos niveles de cuarcitas.

Las rocas del Cámbrico superior - Ordovícico se encuentran discordantes sobre la Serie Verde y según APARICIO (op. cit.) están formadas, fundamentalmente, por unos conglomerados basales, seguidos por una alternancia, en paquetes de espesor variable, de cuarcitas y pizarras.

MARTIN ESCORZA (1977) en la zona de Mora encuentra una serie similar, pero en la que predominan tramos cuarcíticos sobre los tramos pizarrosos. En San Pablo de los Montes, SAN JOSE (1969), define entre el Cámbrico superior - Ordovícico una serie de transición formada por un flysch de cuarcita parda y arenisca moscovítica.

Todas las rocas metasedimentarias de esta zona han sido datadas por los autores citados en función de su contenido fosilífero. Así a las rocas del Cámbrico inferior - medio se les atribuye una edad Georgiense superior-Acadiense, las del Cámbrico superior corresponden al post-Damiense y las del Ordovícico al Tremadoc - Arenig-Llandeillo.

Las rocas Cámbrico - Ordovícicas definen una estructura anticlinal, en cuyo núcleo intruyen las rocas graníticas, atravesando solo los materiales claramente pre-ordovícicos.

Discordante sobre todas estas litologías, tanto metamórficas como graníticas de ambos sectores, aparecen depósitos terciarios de tipo raña, formados por un conglomerado con grandes cantos de cuarcita, en una matriz arenosa de color rojizo. Este tipo de materiales está bien representado en la parte más meridional y occidental de la zona estudiada. Según APARICIO (1971) estos materiales tienen una edad Pliocena.

I.2.- OBJETIVOS Y METODOLOGIA.

Se eligió esta zona de estudio con objeto de caracterizar tanto geoquímica como geocronológicamente, las distintas rocas graníticas que aparecen en la misma, donde existen dos grupos bien diferenciados de granitoides:

- Unos deformados, situados al norte de la banda milonítica, intrusivos en áreas catazonales.

- Otros más tardíos, menos deformados, que se encuentran al sur de dicha banda, de emplazamiento epizonal.

Para el estudio de los granitoides deformados se eligió el sector comprendido entre las localidades de Argés y Guadamur, donde están bien representados distintos tipos rocosos. Por otro lado las canteras y vías de acceso realizadas durante la construcción del embalse de Guajaraz, facilitaron el muestreo. El trabajo en este sector, se ha centrado sobre los tipos graníticos ácidos e intermedios de carácter aluminico, pues apenas afloran tipos básicos como en otros sectores de la Unidad Migmatítica.

Por lo que se refiere a los tipos de emplazamiento más somero, se han estudiado los comprendidos entre Mora y San Martín de Montalbán, así como las rocas filonianas asociadas a ellos y el metamorfismo de contacto que generan sobre su encajante.

El objetivo principal de este trabajo es el de establecer las características geoquímicas, así como la historia magmática evolutiva y de emplazamiento de dos grupos de granitoides muy diferentes, que se generaron durante un período prolongado de la orogenia Hercínica, en

un sector no muy conocido de la zona Centro - Ibérica.

La metodología empleada para llevar a cabo estos objetivos ha sido la siguiente:

- La cartografía se ha realizado a escala 1:50.000, con ayuda de la fotografía aérea y las cartografías previas. El mapa de cartografía presentado es una síntesis a escala 1:100.000. Durante esta etapa de elaboración de la cartografía, se recogieron más de 300 muestras para su estudio petrográfico y posterior selección para análisis químico y de microsonda.

- Dentro de los estudios petrográficos, además de las muestras recogidas se estudiaron otras 700 procedentes de los archivos del Departamento de Petrología y Geoquímica. Se han realizado contajes modales, de los distintos tipos graníticos, sobre más de 1.000 puntos aplicando el método de CHAYES (1956). También, en algunos casos, se utilizó la platina universal para estudiar la zonación de las plagioclasas y determinar su contenido en anortita, el cual además también fue analizado por microsonda electrónica.

- Los análisis químicos de elementos mayores y trazas se realizaron por la autora en los laboratorios del Dpto. de Petrología y Geoquímica. Los mayores se determinaron por fluorescencia de rayos X, en un aparato PHILLIPS PW 1410/0, a partir de una "perla" que se obtuvo fundiendo la roca con tetraborato de litio en un horno PHILLIPS PERL'X 2; Na_2O y K_2O se determinaron por fotometría de llama, en un fotómetro EPPENDORF; P_2O_5 en un colorímetro ELKO III 28071 (CARL ZEISS); FeO por métodos volumétricos y H_2O por el método de Penfield.

Los elementos trazas también se determinaron por fluorescencia de rayos X a partir de muestras prensadas. Las tierras raras fueron analizadas por espectrometría de masa ICP en los laboratorios del C.N.R.S. de Nancy (Francia).

Las determinaciones geocronológicas, con la participación de la autora, se han realizado por el método Rb - Sr con isocronas de roca total. Para ello se recogieron muestras de 20 - 30 kg., tomadas en cantera a partir de un solo bloque de roca fresca, sin superficies ni ningún otro síntoma de alteración. Las muestras se trituraron por los procedimientos habituales y con máximas medidas de limpieza para evitar contaminaciones cruzadas, hasta un polvo de aproximadamente 20 micras. Se ha empleado el método de dilución isotópica, las medidas se han realizado en un espectrómetro de masas VG - 354 para el Sr y en un espectrómetro CAMECA para el Rb. La precisión de las medidas se estima en 1% en la relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y en 0.01% en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, no obstante en el cálculo de la isocrona se han utilizado los errores reales obtenidos en la medida de cada punto.

Las isocronas se han calculado siguiendo el método de WILLIAMSON (1968). La constante de desintegración del ^{87}Rb utilizada para calcular la edad tiene un valor de $1.42 \times 10^{-11} \text{ Ma}^{-1}$.

La determinación de la composición química de las fases minerales se realizó con una microsonda CAMEBAX. Tanto estas determinaciones como las de isótopos de Rb y Sr, se ejecutaron por la autora en los laboratorios del C.N.R.S. asociados a la Universidad de Clermont - Ferrand (Francia).

I.3.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS.

Son muchos los trabajos, que sobre la geología de la zona estudiada se han realizado, aunque es importante destacar, que pese a la gran diversidad de los mismos, ninguno de ellos se centra exclusivamente en las rocas graníticas. Haremos por tanto, una breve revisión histórica de aquellos trabajos que se encuentran más directamente relacionados con la temática aquí abordada.

Desde finales del siglo pasado y principios del presente, cabe destacar los estudios realizados por VILANOVA (1875), DE LA PEÑA (1876), CORTAZAR (1878), HERNANDEZ PACHECO (1912), MALLADA DUPUY (1912), FERNANDEZ NAVARRO (1913 - 14), GOMEZ DE LLERENA (1914 a, b; 1923), ROYO GOMEZ (1926), en los que los autores hacen una descripción de los principales tipos rocosos que aparecen en esta zona y que según ellos son, tomando como referencia la ciudad de Toledo y hacia el sur: rocas gneísicas, en ocasiones con abundante granate; rocas Paleozoicas que constituyen los montes islas y rocas graníticas que forman una amplia llanura al norte de los Montes de Toledo.

En la década de los años cincuenta volvemos a encontrar nuevos trabajos, entre ellos los de KINDELAN Y CANTOS (1951 a, b) y KINDELAN (1952) que realizaron varias hojas geológicas, cuya cartografía no contribuyó a un mejor conocimiento del sector, ya que fueron confundidas rocas migmatíticas y rocas claramente graníticas.

ALIA (1954) estudia y diferencia las rocas gneísicas y las graníticas del sur de Toledo, estableciendo las áreas de distribución de cada una de ellas, definiendo además sus características.

Interesantes son también los trabajos realizados por MERTEN (1955 a, b) y WEGGEN (1955) ya que

presentaron una síntesis cartográfica, a escala 1:50.000 de la mitad sur de la provincia de Toledo, la cual contribuyó a mejorar el conocimiento geológico de este área.

Trabajos más actuales son los publicados en la década de los años setenta, los cuales versan sobre sectores concretos de la zona de estudio. Así SAN JOSE (1969) se ocupó de la geología de los alrededores de San Pablo de los Montes; BARAHONA (1969) realizó un detallado estudio de un sector al sur de la ciudad de Toledo, poniendo de manifiesto las características estructurales y las facies metamórficas de estas rocas, que habrían sido afectadas por un metamorfismo de tipo Abukuma en facies de anfibolitas.

Importantes son los trabajos de APARICIO (1970, 1971) ya que además de realizar una cartografía general de toda la zona, describe cada una de las unidades litológicas que aparecen en la misma, realizando un estudio petrográfico de las rocas migmatíticas, metasedimentarias y graníticas. Considera que la tectónica que las afecta es de edad hercínica, pudiendo distinguir en ella dos fases de deformación que son reconocibles tanto en las rocas migmatíticas, como en las Cambro - Ordovícicas. Así mismo establece que el metamorfismo regional que se observa en el sector es de tipo Abukuma, caracterizado por altas temperaturas y presiones intermedias, por lo que se podrían alcanzar fenómenos de anatexia, los cuales serían responsables de la génesis de los granitos que se encuentran al sur de la banda milonítica.

Interesantes son los trabajos realizados por LOPEZ GARCIA (1972) y ROBLEDO (1973). El primero de estos autores estudia las rocas de Guajaraz, considerándolas de origen anatéctico y estimando que se formaron a unas presiones entre 4 y 5 Kb. y a unas temperaturas de 600°C a 690°C. El segundo autor centra su estudio en el metamorfismo

de contacto de las Sierras de San Pablo y Navahermosa, el cual está superpuesto a un metamorfismo regional de bajo grado (facies de los esquistos verdes), determinando la anchura de la aureola, en la que se llega a alcanzar el grado alto (facies de las corneanas piroxénicas).

También cabe mencionar los trabajos de MARTIN ESCORZA (1971, 1977) y MARTIN ESCORZA Y LOPEZ MARTINEZ (1978) que a partir de datos estratigráficos y tectónicos definen las diferentes fases tectónicas que afectan a los materiales estudiados. Así en las rocas Cambro - Ordovícicas del sur de la banda milonítica reconocen dos fases de deformación y una tercera de cizallamiento, mientras que en el sector norte de la banda milonítica reconocen hasta cinco fases de deformación, la primera anterior a la migmatización, la segunda y tercera sincrónicas a esta, siendo la segunda responsable de la foliación dominante en la zona, y la cuarta y quinta serían posteriores al proceso migmatítico. Estas cinco fases no son fácilmente correlacionables con las de las rocas Cambro - Ordovícicas, porque cada uno de los sectores representa distintos niveles estructurales.

En el año 1974 el I.G.M.E. presenta un informe sobre las diferentes mineralizaciones de las rocas Paleozoicas del área de Mazarambroz, en el que se incluye la cartografía de las rocas graníticas del sur de la banda milonítica, así como una breve descripción petrográfica de las mismas.

Como trabajos más recientes sobre la zona encontramos los de HERNANDEZ ENRILE (1981) que estudia el comportamiento de los minerales que se ven afectados por una fractura dúctil, utilizando como ejemplo la banda milonítica de Toledo. SANTA TERESA (1982) y SANTA TERESA et al (1983) en base a datos gravimétricos consideran la posible

5300859845

geometría en profundidad del granito de Orgaz, llegando a la conclusión de que se trata de un plutón desenraizado. ANDONAEGUI e IBARROLA (1987) presentan la isocrona de los granitos de Mora - Gálvez y ANDONAEGUI y VILLASECA (1988) definen las características petrográficas y geoquímicas de los granitoides de la Unidad Migmatítica.

Los trabajos más recientes de petrología de este sector son los de BARBERO y VILLASECA (1988, 1989) y BARBERO (1989) que estudian las características petrográficas, geoquímicas y de evolución petrogenética de las rocas gabroideas y asociadas de la Unidad Migmatítica de Toledo. Definen varios tipos de gabros, cuarzodioritas y tonalitas, todos ellos pre o sin cinemáticos, que están afectados por procesos metamórficos. Según estos autores los magmas que originaron estas rocas básicas procederían del manto y debieron emplazarse a una presión inferior de 9 Kb.

II. GRANITOIDES DE LA UNIDAD MIGMATITICA

II.1 .- DESCRIPCION Y PRINCIPALES CARACTERISTICAS DE LA SERIE METAMORFICA ENCAJANTE.

El encajante de estos granitoides, está formado por una serie metamórfica heterogénea, descrita en la literatura previa como migmatitas, en la que se genera una variedad de rocas granudas bandeadas, con escasa foliación y fuerte bandeo de dirección en torno a los 130° y buzamientos variables entre 50° y 70° hacia el NE, aunque también se han encontrado hacia el SO, lo que indicaría que la serie está plegada.

Esta estructura planar, en algunas ocasiones, es difícil de reconocer en el campo, debido a la escasez de micas en todos los tipos litológicos, (la moscovita no existe y la biotita es prácticamente residual en transformación progradada a minerales más anhidros) por lo que no existe un contraste entre minerales claros y oscuros que permita visualizar la deformación. Esta puede corresponder a una fase 2 de sectores próximos del Hercínico (Sistema Central) aunque no se han encontrado estructuras más antiguas a esta foliación, salvo la estructura interna de los enclaves que quedan en las rocas migmatíticas, y que podrían representar una fase de deformación más antigua (MARTIN ESCORZA, LOPEZ MARTINEZ, 1978). No obstante APARICIO (1971) la define como una fase 1.

Dentro del conjunto de "migmatitas" pueden diferenciarse distintos tipos granoblásticos, interbandeados

entre sí, y que forman parte del mismo, contribuyendo a la gran heterogeneidad de toda la serie encajante. Se han distinguido:

I.- "Migmatitas" mesócratas fuertemente bandeadas, a veces de aspecto kincigitico por presentar grandes granates de color rosado rodeados por cordieritas, en ocasiones, de color azulado; en algunos de estos tipos también se puede apreciar a simple vista sillimanita. Hay que destacar que la cantidad de biotita en ellas no es muy abundante, característica común a todas estas "migmatitas" pobres en micas. Como todos los tipos migmatíticos, son rocas de aspecto compuesto o mixto, con bandas mili a centimétricas alternantes de composición granítica de grano medio, con bandas granatífero - cordieríticas o simplemente biotítico - cordieríticas. Presentan glóbulos de feldespato con tamaños entre 4 y 10 cms. y formas subredondeadas (Lámina 1, fotografía A). Estas rocas son las volumetricamente más importantes y las que presentan mayor cantidad de enclaves.

Las características petrográficas más importantes que presentan son: todas ellas están formadas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, granate, cordierita, sillimanita, con moscovita y carbonatos tardíos. El granate aparece en proporciones importantes en algunas muestras, son cristales grandes rodeados por cordierita y biotita, lo cual indica que no son estables en la roca.

La cordierita también se encuentra en proporciones elevadas, algunos de los cristales son subidiomorfos, y la mayoría de ellos incluyen pequeñas agujas de sillimanita. La biotita no es muy abundante y tiene carácter intersticial entre los cristales de cordierita y plagioclasa.

La moscovita aparece como un mineral tardío, alterando al feldespato o a la cordierita. Asociados a ella es frecuente encontrar cristales de carbonatos.

II.- "Migmatitas" granoblásticas con biotita en agregados. Son rocas de color claro, ricas en feldespatos, los cuales pueden aparecer, en ocasiones, como fenocristales. En estas "migmatitas" quedan algunas bandas de aspecto residual, de composición metapelítica, muy transformadas con segregaciones de cuarzo y distena (Lámina 1, fotografía B). También hay fragmentos a modo de enclaves dentro de estas rocas, de composición anfibolítica y calcosilicatada. Este tipo de "migmatitas" se encuentran al norte de las poblaciones de Argés y Guadamur, siendo poco abundantes.

Mineralógicamente están formadas por: cuarzo, plagioclasa y biotita, con cantidades accesorias de granate y feldespato potásico. La biotita se presenta en agregados de cristales, de carácter intersticial entre los cristales de plagioclasa, la cual aparece maclada polisintéticamente y débilmente zonada. El granate siempre se encuentra como accesorio en cristales alotriomorfos con los bordes alterados a micas.

En las segregaciones de cuarzo y distena, citadas anteriormente, este último mineral, visto al microscopio, presenta una aureola de cristales de espinela verde y cordierita muy pinnitizada. La presencia de distena indicaría que estas rocas sufrieron un metamorfismo previo de mayor presión, que el que se aprecia ahora, puesto que la distena aparece metaestable.

III.- Tipos metasedimentarios en forma de enclaves y niveles restíticos en las migmatitas. Son escasas las rocas sedimentarias que quedan dentro de la serie migmatítica, ya que la mayoría de ellas han sido completamente transformadas y únicamente se encuentran en frecuentes enclaves y más raramente como pequeñas bandas. Algunos de estos enclaves son pliegues desenganchados y ocasionalmente están girados con respecto a la orientación de la migmatita.

La mayoría de los fragmentos claramente enclavados corresponden a rocas de composición restítica y comportamiento muy competente como son las rocas de silicatos cálcicos y paraanfibolitas, de textura normalmente granoblástica con bandeo composicional. Están formadas por cuarzo, plagioclasa, clinopiroxeno y opacos, presentando algunas muestras bandas ricas en anfíbol. Los clinopiroxenos son muy abundantes, en cristales alotriomorfos de hábito poiquiloblástico. Los anfíboles se encuentran en bandas, de cristales alotrioblásticos de color marrón verdoso, también hay anfíboles de color verde muy claro que proceden de la alteración del piroxeno.

Así mismo aparecen, aunque con menos frecuencia, enclaves y bandas de antiguas rocas metasedimentarias en ocasiones muy transformadas a tipos restíticos, que corresponderían a paraneises esquistosos. La mineralogía de estas rocas está formada por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa, sillimanita, cordierita y granate, con cantidades accesorias de biotita. La sillimanita en estos tipos rocosos es muy abundante presentándose en cristales de forma y tamaño variable: madejas fibrolíticas, cristales aciculares o cristales grandes idiomorfos de aspecto tabular. La cordierita es muy abundante, en cristales subidiomorfos que contienen

numerosas inclusiones de cristales aciculares de sillimanita, algunos de los cuales están marcando micropliegues dentro del cristal de cordierita. Por último el granate puede ser abundante en cristales subredondeados o alargados según la esquistosidad de la roca. Presentan numerosas inclusiones de aspecto plumoso (¿cristales de sillimanita?) y de minerales opacos. Los cristales de granate se presentan aureolados por cristales de cordierita y biotita. Probablemente una buena parte de los cristales de granate se podrían haber formado durante el metamorfismo que generó la distena.

Excepcionalmente estas migmatitas con clara evidencia de haber sido removilizadas, fragmentan tipos tonalíticos de los granitoides de Argés - Guadamur, quedando como enclaves o como bandas alargadas de diverso tamaño en su interior (proximidades del km. 11 de la carretera de Toledo - Guadamur. Lámina 1, fotografía C).

En todo el área estudiada se aprecia un comportamiento plástico del material "migmatítico", que llega a desenganchar y fragmentar muy localmente los bordes o cuerpos menores de rocas competentes básicas (como pueden ser las tonalitas) del conjunto plutónico de Argés-Guadamur. Se puede suponer que la edad de intrusión de este conjunto de granitoides de la Unidad Migmatítica, es previa o contemporánea a la migmatización y fusión mesocortical del área.

II.2 .- ASPECTOS GEOLOGICOS DE LOS GRANITOIDES DE LA UNIDAD MIGMATITICA.

Esta zona, atravesada por el arroyo de Guajaraz, (Fig.2) presenta dos bandas principales situadas entre las localidades de Argés y Guadamur. Afloramientos de estos mismos tipos rocosos se encuentran en las proximidades de Burguillos de Toledo y Cobisa, extendiéndose hasta el sur de la ciudad de Toledo.

El afloramiento de Guajaraz presenta una forma alargada en dirección NO - SE en el que hay una repetición de las rocas graníticas, como consecuencia de la deformación que las afecta, la cual debe plegar a estas rocas, ya que aunque no se ha realizado un estudio estructural detallado, si se han medido buzamientos en sentido contrario, que indicarian la existencia de este plegamiento.

Dentro de este sector de la Unidad Migmatítica (U.M.) hemos distinguido tres tipos graníticos fundamentales:

1.- Granitoides de Argés - Guadamur, formados por una asociación compuesta por cuarzodioritas, tonalitas, granodioritas y adamellitas más o menos porfídicas.

2.- Granodioritas cordieríticas de Layos.

3.- Leucogranitos, en los que es característica la presencia de granate y/o cordierita.

Los tipos de Argés - Guadamur presentan foliación o flujo plano - lineal con dirección en torno a 100° - 130° y buzamientos, en general fuertes, hacia el NE.

La estructuración es más débil o inexistente en sectores,

como en las granodioritas cordieríticas de Layos, mientras que en los leucogranitos también es apreciable esta orientación, la cual está definida por la distribución de granate - cordierita, que se presentan en bandas paralelas a la dirección de 100° - 130°.

La orientación parece condicionada por esfuerzos tectónicos que existieron en la región durante el emplazamiento de los granitoides, los cuales se encontrarían en estado plástico o semiplástico, ya que su estudio textural no revela tectonización importante (rotura o dislocación) de cristales previamente formados. De hecho los granitoides no presentan aspecto ortoneísico como correspondería a rocas porfídicas pretectónicas, en las que los cristales mayores se verían claramente envueltos por una foliación penetrativa, mucho más importante que la que se aprecia en estas rocas (Lámina 1, fotografía D). La orientación es pues la misma que presentan las rocas de la serie migmatítica, con las que aparecen concordantes.

Los contactos de los granitoides de la U.M. con su encajante no son fácilmente apreciables, por el aspecto granudo de las migmatitas y la pobreza de afloramientos del sector. No obstante el contacto es neto cuando se ha observado.

Las adamellititas porfídicas de la asociación Argés - Guadamur, en las zonas de contacto, pasan a una facies de grano más fino, con fenocristales de menor tamaño y con relativa abundancia de enclaves de rocas metamórficas y alguno de tipo ígneo.

Las granodioritas de Layos también presentan contactos netos con un cierto carácter intrusivo sobre la asociación de Argés - Guadamur. Por último los leucogranitos aparecen atravesando a los otros dos grupos anteriores, con contactos netos, y aparecen también dispersos dentro de la

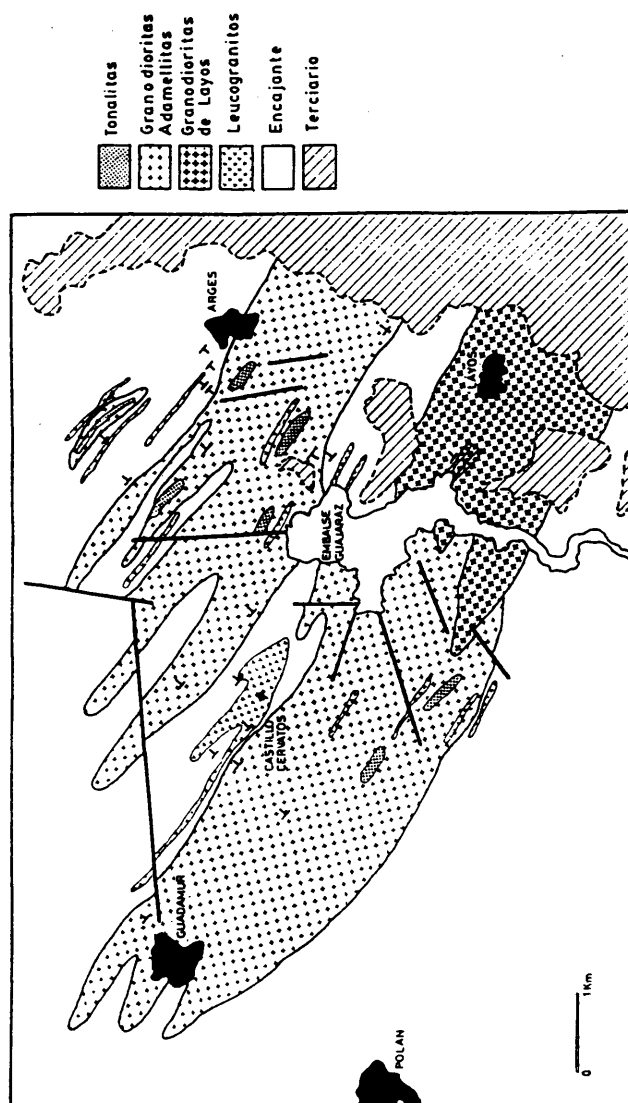


Figura 2: Cartografía de los granitoides de la Unidad Migmatítica.

Unidad Migmatítica.

No se han apreciado efectos térmicos de los granitoides sobre su encajante, lo cual indica que la diferencia de temperaturas entre ambas rocas no fué importante.

II.2.1 .- Tonalitas, granodioritas, adamellitas de Argés - Guadamur.

Se localizan fundamentalmente entre las dos localidades que les dan nombre (Fig. 2), aunque se han encontrado estos mismos tipos al sur de la ciudad de Toledo, formando otra banda de menor tamaño, que se extiende hasta el norte de Burguillos de Toledo, y también de forma más dispersa al norte de Mora.

Dentro de ellos hemos distinguido dos tipos fundamentales:

- Tonalitas (s.l.) que incluyen también algunos tipos cuarzdioríticos.

- Granodioritas y adamellitas más o menos porfídicas, que son las volumetricamente más importantes.

Tonalitas (s.l.)

Son rocas oscuras, normalmente afaníticas por el grano relativamente fino que presentan; muy ricas en biotita, aunque también se han encontrado tipos con piroxeno y anfíbol (cuarzdioritas).

Escasean los afloramientos de estas rocas, que suelen presentar dimensiones métricas, por lo que parece constituyen macizos de escasa continuidad dentro de las

adamellitas, con las que muestran contactos más o menos netos, siendo estas rocas básicas más frecuentes en el sector de Argés (Fig. 2).

También se han encontrado y con bastante frecuencia, en bloques de dimensiones inferiores al metro cúbico, dentro de las adamellitas porfídicas a modo de grandes enclaves con contactos netos (Lámina 1, fotografía E). Por último y con escasa frecuencia, aparece una facies pegmatítica de las adamellitas que penetra en las tonalitas (Lámina 1, fotografía F). Suponemos una cierta brechificación de los tipos tonalíticos (s.l.) por los tipos adamellíticos.

Granodioritas y adamellitas.

Son rocas de color gris oscuro, ya que contienen cantidades importantes de biotita, con fenocristales orientados de feldespato potásico, de tamaños entre 2 y 3 cms. (Lámina 1, fotografía D). También a simple vista se pueden apreciar cristales de granate y cordierita.

A escala de afloramiento estas rocas son heterogéneas, así se pueden observar zonas más ricas en feldespatos, leucocratas, siendo los granates más abundantes en ellas; también hay sectores dónde se concentran los cristales y zonas en las que la presencia de enclaves es mayor.

Como consecuencia de estas heterogeneidades aparecen tipos con menor cantidad de fenocristales y mayor proporción de biotita, por lo que su composición es próxima a la de las granodioritas. Estos tipos sin fenocristales, se encuentran con mayor frecuencia en zonas próximas a las tonalitas, sugiriendo que puede ser un tipo granodiorítico intermedio entre tonalitas y adamellitas con fenocristales.

Dentro de las adamellitas aparecen bandas, de espesor variable, de los leucogranitos. En algunas zonas se ve como estos leucogranitos penetran en las adamellitas, dando lugar a contactos netos y sinuosos, ligeramente discordantes con la orientación de los fenocristales de la adamellita, aunque localmente estos presentan una cierta adaptación al contacto (Fig. 3). En otras zonas se ve como los leucogranitos penetran en las adamellitas a favor de la foliación de estas, apareciendo bandas granatíferas, en ambas rocas (Fig. 4). En otros sectores pueden quedar zonas híbridas entre ambas rocas, por la abundancia de segregaciones dispersas en los leucogranitos, tal como se puede ver a la derecha de la figura anterior, donde las adamellitas pierden fenocristales y el volumen de leucogranitos es menor, pues pierden su carácter de bandas y aparecen como vénulas desconectadas unas de otras.

En las adamellitas se han encontrado enclaves de los siguientes tipos:

- Microgranulares. Son abundantes con formas subredondeadas y tamaños que no superan los 40 centímetros de diámetro. Su color es muy oscuro debido al alto contenido en biotita, además presentan una aureola de concentración de este mineral en contacto con la adamellita, la cual en algunas ocasiones penetra en el enclave. Algunos de ellos contienen fenocristales de plagioclasa (Lámina 2, fotografía A).

- Sobremicáceos. Son pequeños agregados de micas que no sobrepasan los 10 centímetros de tamaño, tienen formas alargadas o subredondeadas y ocasionalmente presentan una ligera orientación interna. Son muy abundantes y se

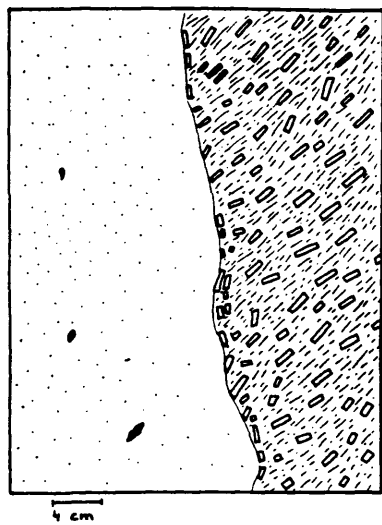


Figura 3: Esquema de las relaciones de contacto entre los leucogranitos (a la izquierda) y las adamellitas porfídicas. Algunos de los fenocristales de estas se adaptan al contacto.

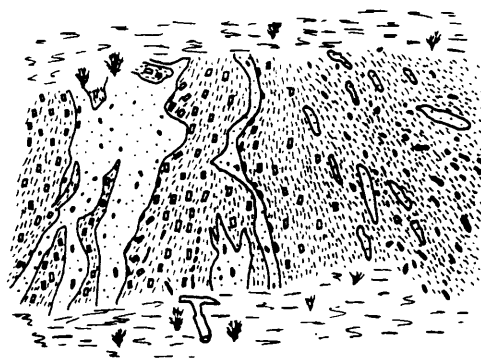


Figura 4: Relaciones de contacto leucogranitos-adamellitas. Aparecen bandas de granate en ambas rocas (zonas oscuras de la figura).

encuentran dispersos por la roca.

- Rocas metamórficas. Son de tamaños diversos, desde 50 a 1 ó 2 centímetros y formas variadas, aunque predominan los de formas alargadas. Todos ellos conservan esquistosidad interna y contactos netos con la adamellita que los incluye, presentando algunos una aureola de aspecto oxidado (Lámina 2 B)

II.2.2 .- Granodioritas cordieríticas de Layos.

Forman un pequeño afloramiento al SE de los granitoides de Árgés - Guadamur (Fig. 2). Son rocas granudas, oscuras de grano medio y bastante equigranulares, en las que la orientación, como ya se indicó, es poco apreciable y variable según sectores. La alteración superficial de estas rocas les confiere un color rojizo muy característico.

Presentan algunos fenocristales idiomorfos de feldespato potásico. Contienen numerosos enclaves de rocas metamórficas, en general de pequeño tamaño (Lámina 2, fotografía C) que proporcionan a estas granodioritas un aspecto muy contaminado. Así mismo presentan enclaves subredondeados de cuarzo (Lámina 2, fotografía D), con dimensiones medias de unos 15 centímetros, algunos de ellos aparecen asociados a rocas metamórficas, las cuales se disponen alrededor del cuarzo y en las que se desarrollan cristales idiomorfos de cordierita de más de un centímetro de tamaño.

Este tipo de granodioritas cordieríticas

también se han encontrado en bloques sueltos en las proximidades de la finca de Santa Catalina, al oeste del embalse de Guajaraz.

Al igual que los granitoides anteriores, estas granodioritas de Layos se encuentran penetradas por los leucogranitos, con contactos netos entre ambos tipos de rocas.

Su relación con los granitoides de Argés-Guadamur no ha sido observada por ausencia de afloramientos. Podría ser que las granodioritas de Layos tuvieran un cierto carácter intrusivo en los granitoides de Argés - Guadamur, avalado en parte por su menor deformación.

II.2.3 .- Leucogranitos con granate-cordierita.

Aparecen, con diverso grado de complejidad, en bandas, cuerpos y auténticos macizos (como el del Castillo de Cervatos) de rocas leucograníticas en la serie migmatítica descrita. Cuando son bandas centimétricas confieren un aspecto estromático a la roca metamórfica, encontrándose también como bandas de diverso tamaño en los otros tipos graníticos de la U.M.

El rasgo más característico de estos leucogranitos es la presencia de granate y cordierita dispuestos en bandas paralelas a la orientación general de todo este área, haciendo que el leucogranito adquiera un fuerte carácter bandeado (Lámina 2, fotografía E). Granate o cordierita dominan en cada una de estas bandas, a veces en relaciones mayores de 10/1 de un ferromagnesiano con respecto al otro.

Los granates son cristales grandes de 2 a 3 centímetros (Lámina 2, fotografía F) subredondeados, en ocasiones con el núcleo de color más rosado que el borde. Sin embargo la cordierita se presenta en cristales más pequeños (no llegan a superar el centímetro) y en general son bastante idiomorfos. También destaca la escasez de micas en estos granitos, tanto biotita como moscovita, siendo esta última siempre subsolidus.

Se ha visto que en ocasiones tipos similares a estos leucogranitos son los leucosomas que aparecen en la U.M., por lo que suponemos que estos leucogranitos representan fundidos mínimos, movilizados, de la serie migmatítica, en los que granate y cordierita habrían quedado como fases sólidas. Su emplazamiento sería algo posterior al de los otros tipos graníticos de la U.M. puesto que los atraviesan.

II.3 .- PETROGRAFIA Y MINERALOGIA

II.3.1 .- Tonalitas, granodioritas y adamellitas de Argés - Guadamur.

Su textura es granuda, de grano medio (o fino en tonalitas y cuarzodioritas) subidiomorfa. En las adamellitas hay fenocristales de feldespato potásico, presentando entonces esta textura porfídica. La estructuración que tienen las rocas de Argés - Guadamur, al microscopio se pone de manifiesto por la orientación de la biotita y en su caso de los fenocristales de feldespato potásico.

Estos granitoides están formados por:

- Minerales principales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita en todos ellos. En las cuarzodioritas además hay anfíbol, clinopiroxeno y orto piroxeno, siendo entonces el feldespato potásico escaso.

- Minerales accesorios: granate, apatito, circón y opacos en todos ellos. En las adamellitas además hay cordierita, sillimanita, dumortierita y turmalina.

- Minerales secundarios: clorita y moscovita en los tipos más ácidos que por su carácter tardío se la considera secundaria.

Los contajes modales de los distintos tipos graníticos , se encuentran en la tabla I.1 y su proyección en el diagrama de STRECKEISEN (1976) en la figura 5 .

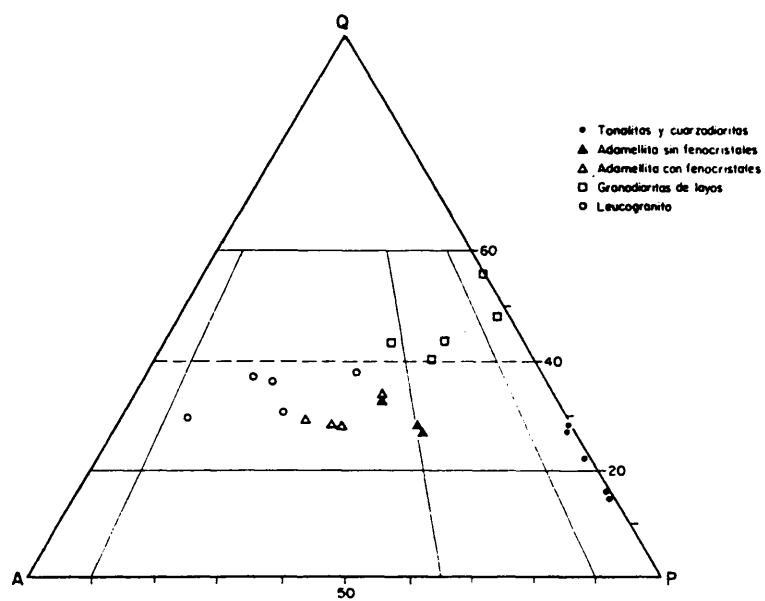


Figura 5: Proyección modal Q - A - P de los granitoides de la Unidad Nigmatítica.

Como se puede apreciar las dos cuarzodioritas, quedan proyectadas en el lado Q - P y con cantidades inferiores al 20% de cuarzo. Una de las muestras contiene biotita, anfíbol y clinopiroxeno como minerales máficos y en la otra únicamente biotita y ortopiroxeno, en ambas el feldespato potásico está en muy baja proporción o no aparece en la roca. El valor medio del índice de color ($M' = \text{biotita} + \text{anfíbol} + \text{piroxenos} + \text{granate} + \text{cordierita} + \text{accesorios}$) es de 32, es decir es un valor moderado para este tipo de rocas. Hay que indicar que estos tipos con piroxeno son menos frecuentes que los que contienen solo biotita como fase ferromagnesiánica.

Por lo que se refiere a las tonalitas, contienen bajos porcentajes de cuarzo y feldespato potásico y altos en plagioclasa y biotita, proyectándose en el campo de las tonalitas por encima de la línea del 20% de cuarzo. El valor medio del índice M' es de 33, ligeramente alto para rocas de composición tonalítica.

Las granodioritas y adamellitas sin fenocristales contienen mayor cantidad de plagioclasa y biotita y menos de feldespato potásico que las adamellitas con fenocristales, y estas tienen más moscovita secundaria que las otras. En el diagrama Q - A - P quedan en el campo de las adamellitas, con contenidos en cuarzo que no superan el 35%. Los tipos sin fenocristales se proyectan tanto en el campo de las granodioritas como en el de las adamellitas (monzogranitos) debido a su mayor contenido en plagioclasa. Algunas muestras de estas adamellitas sin fenocristales, de las cuales no se han realizado contajes, pero si una estimación visual, quedarían en el campo de las granodioritas, cubriendo a grandes rasgos el campo intermedio entre tonalitas y adamellitas.

Por lo que se refiere a los índices de color

hay que indicar que los de las granodioritas y adamellitas sin fenocristales (valor medio 26) son más altos que los que corresponderían a este tipo de rocas, mientras que los de las adamellitas con fenocristales son más bajos (valor medio 18) y entrarían dentro del rango que se considera normal para adamellitas, aunque quedaría próximo al límite melanocrático.

Si con este mismo diagrama tenemos en cuenta la clasificación de LAMEYRE y BOWDEN (1982), en la que diferencian tres tipos de series calcoalcalinas, vemos (Fig. 6.) que los granitoides de Argés - Guadamur corresponderían a una serie calcoalcalina granodiorítica o media en potasio, aunque los términos iniciales de esta probable serie, quedan muy próximos al lado Q - P, posiblemente como consecuencia de la cristalización de biotita, que no dejaría potasio suficiente para que se formara feldespato potásico. Otra característica es que los términos más evolucionados son algo más pobres en cuarzo que la serie ideal propuesta por estos autores.

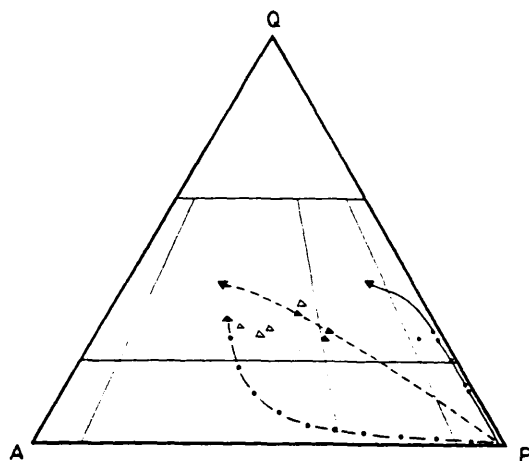


Figura 6: Proyección Q - A - P de los granitoides de Argés-Guadamur en la que se han superpuesto las series calcoalcalinas definidas por LAMEYRE y BOWDEN (1982). Línea continua: asociaciones calcoalcalinas bajas en potasio. Línea discontinua: asociaciones calcoalcalinas medias en potasio. Línea de rayas y puntos: asociaciones calcoalcalinas altas en potasio.

Las principales características texturales propias de cada uno de los minerales que forman estas rocas son:

Cuarzo

Se han distinguido tres generaciones de cristales de este mineral:

- Cuarzo I: pequeños cristales subredondeados incluidos en plagioclasa y feldespato potásico. Se interpretan como los primeros cristales de cuarzo que se formaron.

- Cuarzo II: es el más abundante en todos los tipos rocosos y el único que se ha encontrado en las cuarzodioritas. Se trata de cristales alotriomorfos de carácter intersticial entre los cristales de plagioclasa (en cuarzodioritas y tonalitas), feldespato potásico y biotita. Presentan ligera extinción ondulante.

- Cuarzo III: es el menos abundante y corresponde a los cristales vermiculares de cuarzo que aparecen en la texturas mirmequíticas de las plagioclasas

Feldespato potásico.

Se presenta en dos tipos de cristales, dependiendo del tipo rocoso de que se trate.

- Cristales de tamaño medio alotriomorfos y subidiomorfos de carácter intersticial. Ocasionalmente se encuentran maclados según Carlsbad, con ligeras texturas peritíticas en cuerda y en parche. Este tipo de cristales

aparece en tonalitas y granodioritas y adamellitas no porfídicas.

- Fenocristales, es el tipo fundamental en adamellitas porfídicas, aunque también se han encontrado algunos de ellos en los tipos no porfídicos. Son cristales subidiomorfos con macla de Carlsbad y ligeras texturas pertíticas en cuerda. Incluyen cuarzo, plagioclasa, biotita y en menor proporción pequeños cristales aciculares de sillimanita.

En ambos tipos de cristales es frecuente encontrar cristales de moscovita creciendo encima de ellos, siendo por tanto esta mica, al menos en parte, producto de alteración de los feldespatos.

Los análisis de microsonda de estos minerales están en la tabla II.1, pudiéndose comprobar que todos ellos son bajos en albita, ya que la fracción molar de este componente no suele sobrepasar el 20%. La proyección de estos análisis en el diagrama Or - Ab - An (Fig. 7) queda próxima al vértice Or, lo que unido al bajo contenido en Ab indica que deben de tratarse de ortosas, con unos contenidos en componente anortítico prácticamente despreciables.

Plagioclasa.

Se encuentra en todos los tipos rocosos estudiados en cristales idiomorfos o subidiomorfos, con maclado polisintético, que puede ser tanto según la ley de Carlsbad como la de albita, en individuos finos. En general no están zonadas, pero si lo están, lo cual es más frecuente en las adamellitas, el zonado es de tipo continuo. Aparecen

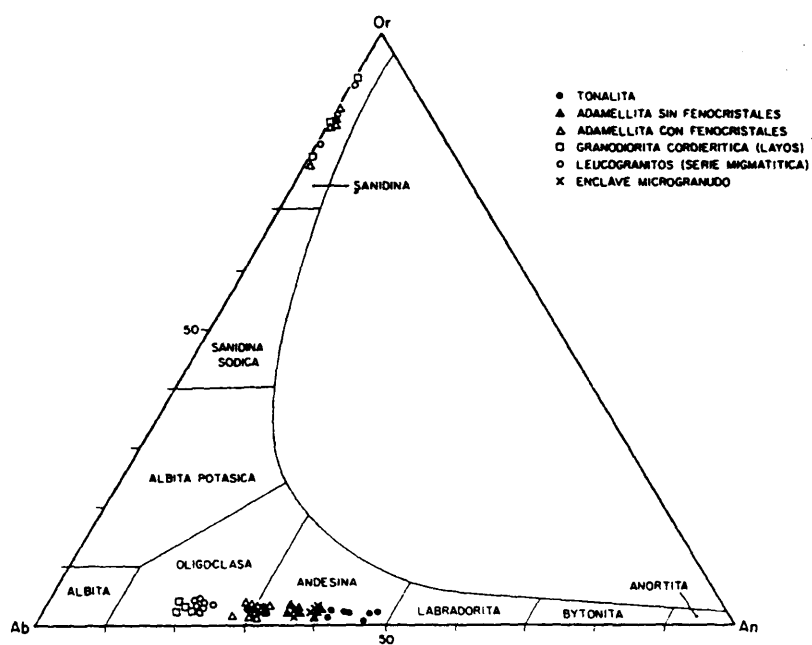


Figura 7: Proyección Or - Ab - An según SMITH (1975) de feldespatos potásicos y plagioclasas de los granitoides de la Unidad migmatítica.

texturas mirmequíticas en los bordes de los cristales, sobre todo en los tipos más ácidos, en los cuales además estas texturas se encuentran en unos pequeños cristales de plagioclasa de hábito alotriomorfo y carácter intersticial entre los cristales de feldespato potásico, (Lámina 3, fotografía A). Estos pequeños cristales deben ser de cristalización tardía y de composición más sódica que el resto de las plagioclases que aparecen en la roca.

Los minerales que con mayor frecuencia se encuentran incluidos en plagioclasa son cuarzo y biotita, apareciendo además apatito en las tonalitas y granate en las adamellitas.

Los cristales de plagioclasa, en ocasiones, presentan una ligera deformación, que se traduce en un curvamiento de los planos de macla, siendo esta más frecuente en las cuarzodioritas.

Su alteración es a sericita, estando más acentuada en los tipos básicos.

La determinación óptica del contenido en anortita de las plagioclases dió como resultado medio An₄₀ para las tonalitas y An₃₀ para las adamellitas.

Los análisis de microsonda (Tabla II.2) se realizaron en el núcleo, zona media y borde de cada uno de los cristales. Se aprecia un ligero enriquecimiento en CaO en los núcleos de los mismos, siendo muy pequeña la diferencia que presentan con respecto al borde. Las plagioclases de las tonalitas son las más básicas (núcleo An₄₈, borde An₄₁) quedando todas ellas proyectadas en el campo de las andesinas (Fig. 7); con menor contenido en componente anortítico les siguen las de las adamellitas no porfídicas (núcleo An₃₉, borde An₃₅) también con composición de andesina, por último las de las adamellitas porfídicas (núcleo An₃₁, borde An₂₉) presentan composiciones

entre oligoclasa y andesina.

La variación composicional de las plagioclasas en los granitoides de Argés - Guadamur, parece indicar una cierta evolución en las mismas, pues a medida que aumenta el contenido en sílice de la roca disminuye la cantidad de anortita en las plagioclasas.

Biotita.

Se presenta en cristales idiomorfos y subidiomorfos, marcando la orientación de la roca. En las cuarzodioritas presenta unas características texturales particulares: en la que tiene clinopiroxeno y anfíbol la biotita es intersticial entre la plagioclasa (Lámina 3, fotografía B), y en la que contiene ortopiroxeno, los cristales de biotita son poiquilíticos englobando cristales de plagioclasa (Lámina 3, fotografía C).

En general parece que la cristalización de la biotita es algo posterior a la de la plagioclasa, lo cual se hace más patente en los tipos básicos.

Las inclusiones más frecuentes que presenta este mineral son de apatito y opacos, encontrándose en algunas ocasiones en agregados junto a opacos y sillimanita (en las adamellititas).

Puede tener extinción ondulante y en algunos casos se desarrollan planos de kink. Normalmente la biotita se encuentra fresca, aunque también puede aparecer alterada a clorita mostrando entonces texturas sageníticas.

En la tabla II.3 están los análisis de microsonda de esta fase mineral. En ellos se ha calculado la fórmula estructural en base a 11 oxígenos y el Fe^{+3} según el método de BRUYN et al (1983). En estos análisis se puede destacar los altos contenidos en Al_2O_3 y TiO_2 , el primero es

normal en rocas de carácter aluminico como son estas (CLARKE, 1981) y el segundo puede estar relacionado con la composición del líquido granítico del que proceden, así mismo nos indica que el mismo se encontraría a temperaturas relativamente elevadas (PHILLIPS et al, 1981).

En el diagrama de clasificación de estas micas (Fig. 8) vemos que todas ellas quedan dentro del campo de las biotitas, con unas relaciones $Fe^{+2}/Fe^{+2} + Mg$, que varían entre 0.45 y 0.62, aumentando esta relación hacia las rocas más evolucionadas. También se observa como hay un incremento del Al^{IV} a medida que aumenta la relación FM, proyectándose todos los análisis hacia el vértice de la siderofillita. Esta variación del aluminio se observa mejor en el diagrama que enfrenta el contenido en Al^{VI} frente a este mismo parámetro (Fig. 9). Aquí vemos claramente cómo las biotitas de las cuarzodioritas quedan separadas de las de las tonalitas y estas a su vez de las de las adamellititas, aumentando el contenido en Al^{VI} a medida que la roca es más evolucionada. Con estos dos diagramas podemos concluir que el contenido en aluminio total de las biotitas de esta asociación granítica aumenta con el grado de evolución, presentando correlación positiva con la variación del parámetro FM.

Otros elementos que varían frente a la relación FM son el Ti y el MnO (Figs. 10 y 11). El primero de ellos, Ti, presenta correlación negativa con respecto al parámetro FM. En general todas estas biotitas presentan contenidos altos en Ti, siendo las más titanadas las de las cuarzodioritas. Puesto que existe una correlación positiva entre el contenido en titanio de las biotitas y su temperatura de cristalización, las biotitas de las cuarzodioritas han debido cristalizar a mayor temperatura

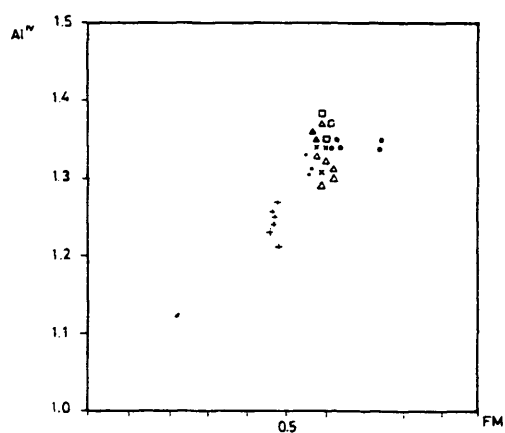


Figura 8: Clasificación de biotitas, según DEER et al (1970), de los granitoides de la Unidad Migmatítica. Cruces: cuarzdioritas. Puntos: tonalitas. Triángulos negros: ademellitas sin fenocristales. Triángulos blancos: ademellitas porfidicas. Aspes: enclave microgranular. Cuadrados: granodioritas de Laves. Círculos: leucogranitos.

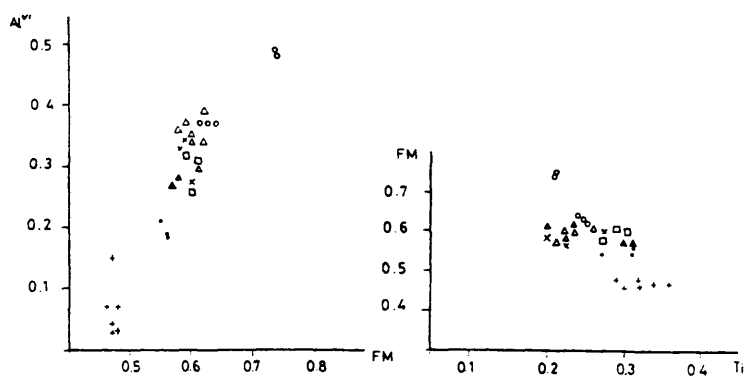


Figura 9: Diagrama Al^{VI} / relación FM de las biotitas de los granitoides de la Unidad Migmatítica.

Figura 10: Diagrama Ti / relación FM de las biotitas de los granitoides de la Unidad Migmatítica.

que las biotitas de tonalitas y adamellititas.

El contenido en MnO es bajo en todas las biotitas, siendo las más empobrecidas en este elemento las de las cuarzodioritas, que quedan separadas del resto. Sin embargo parece existir una cierta evolución desde las biotitas de las tonalitas a las de las adamellititas, disminuyendo este elemento con el grado de evolución de la roca.

En la figura 12 se han representado los contenidos en los elementos anteriores en el diagrama triangular propuesto por FOSTER (1960). Así las biotitas de las cuarzodioritas quedan dentro del campo de las biotitas magnésicas, con contenidos relativamente bajos en $Al^{VI} + Fe^{+3} + Ti$ condicionados por la escasez del primer elemento. El resto de las biotitas de los granitoides de Argés-Guadamur se proyectan en el campo de las biotitas ferricas, con contenidos más altos en los elementos anteriormente citados.

En este mismo diagrama se han representado también los campos que ocupan las biotitas de rocas graníticas y metamórficas del Sistema Central Español (APARICIO et al, 1980) comprobándose que las biotitas de los granitoides de Argés - Guadamur no guardan relación con las de las rocas graníticas del Sistema Central, como consecuencia, fundamentalmente, de sus mayores contenidos en Al^{VI} y Ti, quedando por contra próximas, o en el campo, de las biotitas de las rocas metamórficas del Sistema Central. De nuevo en esta clasificación parece no existir relación entre las biotitas de las cuarzodioritas y las del resto de los tipos rocosos de Argés - Guadamur.

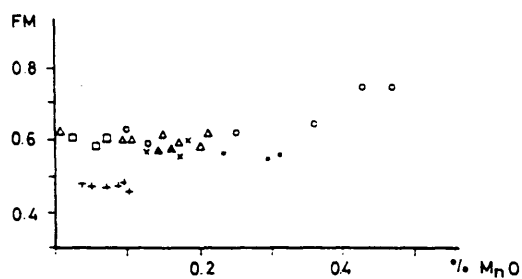


Figura 11: Diagrama MnO / relación FM de las biotitas de los granitoides de la Unidad Migmatítica.

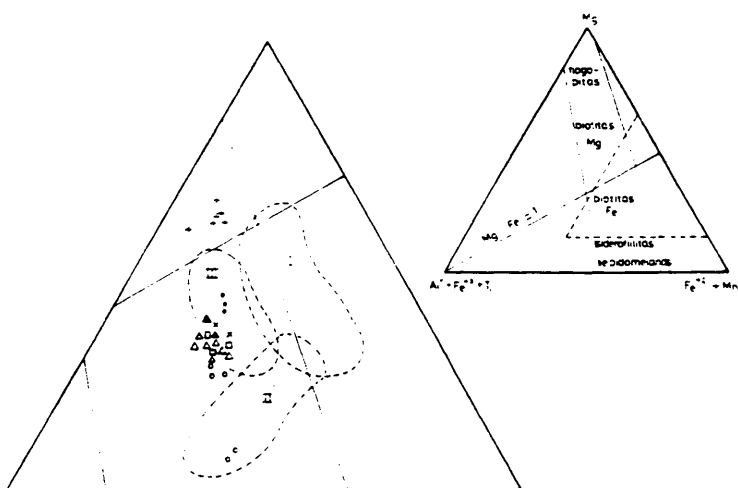


Figura 12: Diagrama de clasificación de biotitas (FOSTER, 1960) de los granitoides de la Unidad Migmatítica. Se han representado los campos que ocupan las biotitas de distintas rocas del Sistema Central Español (APARICIO et al., 1980) I: biotitas de los granitos con biotita. II: biotitas de las rocas plutónicas con biotita + moscovita. III: biotitas de las rocas metamórficas.

En el diagrama de clasificación de NOKKOLDS (1947), modificado por ROSSI y CHEVREMONT (1987), (Fig. 13), las biotitas de las distintas rocas de esta asociación quedan proyectadas en diferentes campos, según al tipo de asociación geoquímica que pertenezcan. Las biotitas de las cuarzodioritas se sitúan en el campo de las asociaciones monzoníticas de carácter magnesico - potásico, pudiendo aparecer en la roca hornblenda, piroxeno y/o olivino como fases ferromagnesianas acompañando a la biotita. Las biotitas de las tonalitas quedan dentro de las asociaciones calcoalcalinas, siendo esta la única fase ferromagnesiana que aparece en la roca, y por último las de las adamellititas quedan en el límite de las asociaciones calcoalcalinas con las aluminico potásicas de carácter compuesto, en las que además hay moscovita.

La variación de la composición de las biotitas parece indicar un cambio en cuanto al carácter geoquímico de las rocas que las contienen, el cual no se produciría de una forma continua ya que quedan vacíos entre cuarzodioritas y tonalitas y entre estas y las adamellititas. Esto podría apuntar hacia la existencia de procesos más complejos que la simple cristalización fraccionada.

Todas estas biotitas presentan bajos contenidos en Fe^{+3} , por lo que proyectadas en el diagrama Fe^{+3} - Fe^{+2} - Mg (Fig. 14) de WONES y EUGSTER (1965) quedan por debajo de la línea que define el tampón fayalita - cuarzo - magnetita, lo cual indicaría que estas micas, y por tanto la roca que las contiene, se han formado en condiciones de baja fugacidad de oxígeno.

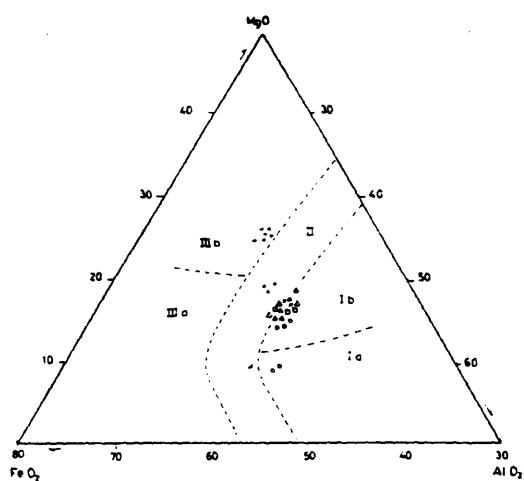


Figura 13: Diagrama de clasificación de biotitas de ROCKWOLD (1947) modificado por ROSSI y CREVENST (1987) I: biotitas de las asociaciones aluminico - potásicas. (Ia tipo Limousin; Ib tipo Gueret). II: biotitas de las asociaciones calcocalcálicas. III: biotitas de las asociaciones monzoníticas (IIIa ferro-potásica; IIIb magnésico-potásica)

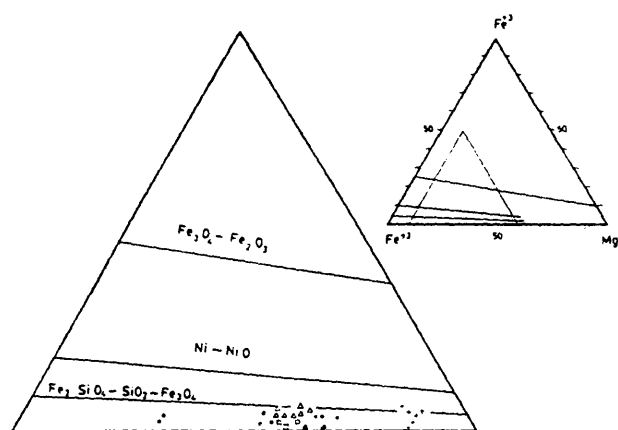


Figura 14: Diagrama de VOWES y EUGSTER (1965) para determinar las condiciones de fugacidad de oxígeno de las biotitas. Tampon magnética - hematitas ($Fe_2O_3 - Fe_2O_2$); tampon Ni - NiO; tampon fayalita - cuarzo - magnética ($Fe_2SiO_4 - SiO_2 - Fe_3O_4$).

Anfibol

Esta fase ferromagnesiana únicamente se ha encontrado en algunas muestras de cuarzdioritas. Son cristales de tamaño medio subidiomorfos y alotriomorfos de color pardo - marrón. Algunos de ellos aparecen maclados, pero esto es poco frecuente. También, en ocasiones, se encuentran rodeando a clinopiroxenos y la mayoría de ellos crecen en relación con la biotita (Lámina 3, fotografía D), por lo que estas dos fases ferromagnesianas han debido cristalizar más o menos al mismo tiempo, aunque el anfíbol sería algo previo a la biotita.

Además de este anfíbol de carácter primario, aparecen otros de color verde pálido, producto de la alteración de los piroxenos. Suponemos que estos anfíboles secundarios, probablemente tengan composición actinolítica.

Se analizó el anfíbol primario (Tabla II.4) calculando su fórmula estructural en base a 23 oxígenos y el contenido en Fe^{+3} mediante el método de balance de cargas, considerando que la suma de cationes, menos la suma de $\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ es 13. Se trata de anfíboles cálcicos de carácter magnésico, con bajos contenidos en Fe^{+3} , por lo que en la clasificación de LEAKE (1978) (Fig. 15) quedan dentro del campo de las magnesiohornblendas.

Piroxenos.

Aparecen únicamente en las cuarzdioritas, tratándose tanto de clinopiroxenos como de ortopiroxenos. Hay que indicar que en las muestras estudiadas no se han encontrado nunca los dos piroxenos juntos, y además que el anfíbol hornbléndico acompaña al clinopiroxeno pero no al ortopiroxeno.

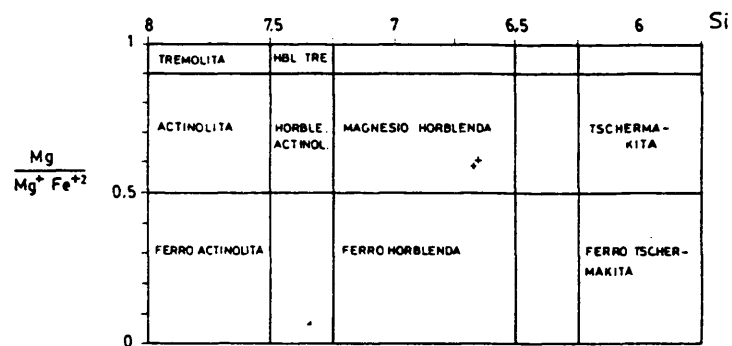


Figura 15: Diagrama de clasificación de anfíboles de LEAKE (1978). Están proyectados los anfíboles de las cuarzodioritas con clinopiroxeno.

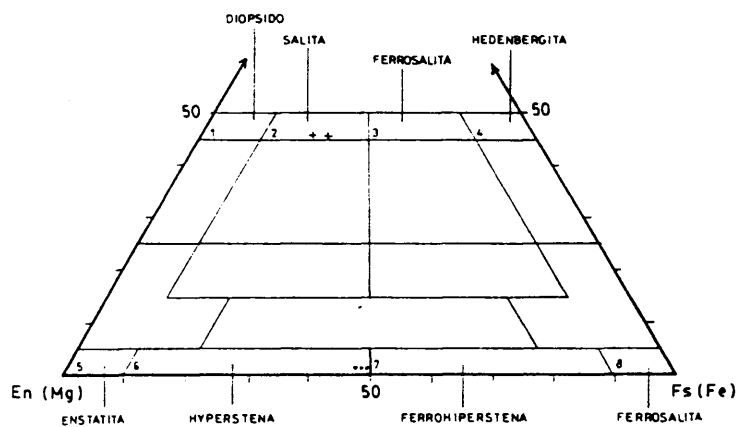


Figura 16: Diagrama de clasificación de piroxenos de POLDERVAAT y NESS (1951). Cruces: cuarzodioritas con clinopiroxeno; Puntos: cuarzodioritas con ortopiroxeno.

El clinopiroxeno forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos de carácter intersticial entre las plagioclasas (Lámina 3, fotografía E), dando lugar a texturas de tipo subofítico. Algunos de ellos pueden presentar lamelas de exolución, aunque es muy raro.

El ortopiroxeno se encuentra en pequeños cristales subidiomorfos, que a veces pueden estar incluidos en plagioclasa, aunque lo más frecuente es que se encuentren por toda la roca, pudiendo formar en ocasiones pequeños agregados junto con opacos y biotita (Lámina 3, fotografía F).

Ambos tipos de piroxeno pueden estar total o parcialmente alterados a anfíbol.

Se analizaron por microsonda tanto los clino como los ortopiroxenos (Tabla II.5). Los clinopiroxenos son cálcicos con bajos contenidos en Na, de carácter magnésico ($FM = 0.38$), quedando proyectados en el diagrama de **POLDERVAAT y HESS (1951)** (Fig. 16) en el campo de las salitas, es decir son miembros de la serie diopsido-hedenbergita.

Los ortopiroxenos, lógicamente, presentan bajos contenidos en Ca y cantidades similares de Fe y Mg ($FM = 0.49$), por lo que en el diagrama anterior quedan proyectados en el campo de las hiperstenas.

Para ambos tipos de piroxenos se aplicó el método de **RYBURN (1975)** para calcular el Fe^{+3} resultando que los ortopiroxenos no contienen nada de férrico y que en los clinopiroxenos la cantidad del mismo es prácticamente despreciable (no supera el 0.07%).

Granate.

Se presenta como mineral accesorio en tonalitas y adamellititas, siendo algo más escaso en las primeras que en las segundas. En ambos casos se trata de pequeños cristales subidiomorfos o alotriomorfos fragmentados y en ocasiones rodeados por una pequeña aureola de micas y opacos, lo cual indicaría que el granate ha reaccionado con el resto de los componentes de la roca, manifestando así el mismo un cierto carácter restítico. Los granates de las adamellititas pueden presentar inclusiones de pequeños cristales de cuarzo y a su vez estar incluidos en plagioclasa o feldespato potásico (Lámina 4, fotografía A).

En la tabla II.6 se encuentran los análisis de microsonda de los granates. En ellos se ha calculado la fórmula estructural en base a 12 oxígenos y el Fe^{+3} por balance de cargas. Como se puede comprobar todos ellos son de composición almandino, con pequeñas cantidades de piropo, espesartina y/o grosularia - andradita. El que unos granates contengan grosularia y en otros andradita se debe a que como todos ellos tienen muy baja proporción de Ca, al realizar el cálculo de los términos finales del granate, primero se calcula la cantidad de andradita y si queda Ca se calcula la grosularia.

Se analizaron bordes, zonas medias y núcleos en aquellos cristales que su tamaño lo permitía.

El granate analizado en las tonalitas es más rico en piropo y espesartina, de forma global, que los granates de las adamellititas.

En cada uno de los granates analizados en las adamellititas, la variación composicional de los mismos es distinta. Así el granate de la adamellita no porfídica (81921) presenta el núcleo con alto contenido en piropo y el

borde enriquecido en espesartina. Esta distribución de Mg y Mn da lugar a un zonado de tipo inverso, el cual podría ser debido a un aumento de la relación $Mn/(Mn + Fe^{+2} + Mg)$ durante el descenso de la temperatura en un proceso de cristalización fraccionada (CLARKE, 1981), o también podría deberse a procesos de difusión dentro del granate, el cual estaría reaccionando con el líquido para producir biotita y/o cordierita, por lo que se estaría empobreciendo, relativamente, en Fe y Mg en el borde y aumentando su proporción de Mn. Lo más probable es que haya sucedido esta última reacción, pues el granate analizado se encuentra roto, apreciándose entre los fragmentos cristales de cordierita, totalmente transformados a pinnita, así como de biotita, y además porque estas rocas son sintectónicas o algo previas al metamorfismo regional, por lo que este zonado inverso no parece ser consecuencia de una cristalización fraccionada ígnea, sino más bien de una reacción con el líquido que le rodea, o bien de una reacción metamórfica secundaria, que recrystalizaría de forma variable las fases minerales de estos granitoides, a las que solo afectaría en sus bordes.

El granate de la adamellita porfídica, apenas presenta variaciones composicionales entre el núcleo y el borde, únicamente un ligero enriquecimiento en pirope en el núcleo.

La proyección de estos análisis en el diagrama $Fe^{+2} - Mn - Mg$ (Fig. 17) pone de manifiesto estas diferencias composicionales. El granate de las tonalitas es el más pobre en Fe^{+2} y más rico en Mg. El de las adamellitas no porfídicas presenta un claro empobrecimiento en Mg hacia el borde a medida que aumenta el Mn y algo menos el Fe^{+2} . Por último el de las adamellitas porfídicas mantiene una composición muy similar en las distintas zonas.

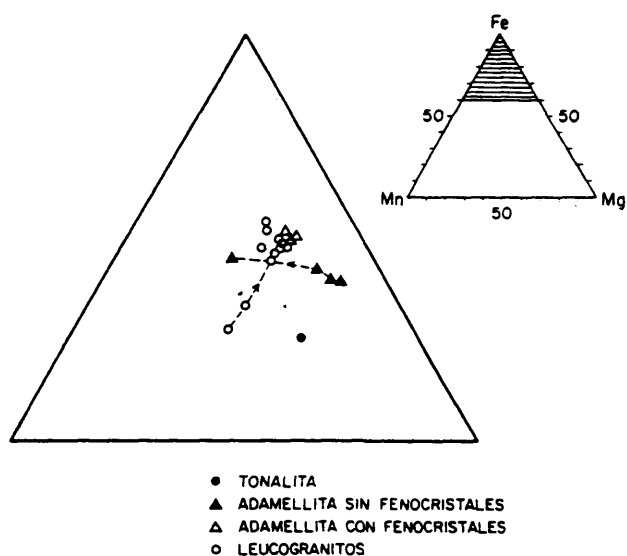


Figura 17: Diagrama Fe^{+2} - Mn - Mg de clasificación de granates. Las flechas unen análisis de un mismo granate y el sentido de la misma va de núcleo a borde.

Cordierita.

Se ha encontrado únicamente como mineral accesorio en las adamellititas, en cristales con dos hábitos distintos:

- Pequeños cristales subredondeados, que pueden incluir algún cristal de cuarzo. Están completamente alterados a pinnita.

- Cristales de mayor tamaño que los anteriores, subidiomorfos y alotriomorfos con inclusiones de cuarzo y en ocasiones de agujas de sillimanita. Pueden tener un ligero carácter intersticial. En la mayoría de los casos estos cristales aparecen completamente alterados a micas.

Hay que indicar que en las rocas que contienen microenclaves de silicatos aluminicos, la cordierita aparece en las cercanías de estos.

Dado el alto grado de alteración que presenta este mineral no ha sido posible analizarlo.

Moscovita.

Este mineral, que no es muy abundante en ninguno de los tipos rocosos de Argés - Guadamur, aparece siempre ligado a la alteración de feldespatos o de cordierita, lo cual indica un origen tardío o post-magmático. Se encuentra en cristales subidiomorfos o alotriomorfos de diverso tamaño, siempre ligados a los minerales anteriores.

Se analizó una moscovita de una adamellita porfídica (Tabla II. 7). Su relación FM es muy baja, 0.36, indicando así su carácter magnesico. La composición molecular indica que se trata de una moscovita con bajo contenido en paragonita (6%).

Proyectando el análisis en los diagramas de MILLER et al (1981) y MONIER et al (1984) (Figs. 18 y 19), que incluyen campos composicionales de moscovitas primarias y secundarias, queda en la zona de incertidumbre próxima a ambos campos de moscovitas primarias y secundarias, ya que estos se solapan ampliamente. Sin embargo queda claro que

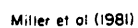


Figura 12: Diagrama de MILLER et al (1981) para la clasificación de moscovitas de origen primario (micas + P) y moscovitas de origen secundario (micas - S).

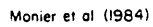


Figura 19: Diagrama de MONIER et al (1984) en el que están representados I: evolución de moscovitas de origen magmático; II: campo de proyección de moscovitas de origen tardío y post-magmático; III: campo de proyección de moscovitas de origen hidrotermal.

este análisis corresponde a composiciones químicas secundarias, avaladas sobre todo por las relaciones texturales que presenta, siempre ligada a procesos de alteración.

Minerales accesorios.

Los accesorios más frecuentes que se encuentran en todos los tipos rocosos son apatito, circón y opacos, asociados a la biotita

El análisis de opacos (Tabla II.8) puso de manifiesto que la mayoría de ellos son ilmenitas con bajos contenidos en MnO y sin Fe_2O_3 , lo que indica que estos minerales se han formado en condiciones de baja fugacidad de oxígeno. También se detectó entre los opacos algún sulfuro de hierro (¿pirita?).

En las adamellitas además se encontró dumortierita, en cristales subidiomorfos de pequeño tamaño (1 mm.) de color rojo fuerte, con acusado pleocroismo y colores de birrefringencia medios. El análisis de este mineral (Tabla II.9) indica que es un mineral rico en aluminio y en este caso concreto además presenta una elevada proporción de TiO_2 , lo cual no es infrecuente ya que según POVARENNYKH (1972), el Ti puede reemplazar al Al en proporciones no superiores al 1%. La suma del análisis no se aproxima a 100 y ello es debido a que este mineral posee boro, que no ha sido analizado.

De todo lo anteriormente expuesto, se puede

destacar que los granitoides de Argés - Guadamur forman una asociación de afinidad calcoalcalina (granodiorítica), en la que los términos más evolucionados están representados por las adamellititas porfídicas, las cuales además presentan un claro carácter aluminico avalado por la presencia de minerales tales como granate, cordierita, sillimanita y dumortierita.

El carácter tardío que presenta la biotita en la mayoría de las rocas estudiadas, puede ser debido a que como las rocas están deformadas y este es un mineral que recrystaliza fácilmente, ha podido adoptar ese aspecto intersticial durante la deformación.

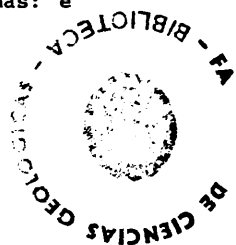
II.3.2 .- Enclaves de los granitoides de Argés - Guadamur.

Enclaves microgranulares.

Presentan textura granuda microporfídica, con fenocristales de plagioclasa, en una matriz subidiomorfa de grano fino, en la cual las micas presentan orientación.

Su mineralogía es muy sencilla y está formada por cuarzo, plagioclasa y biotita como minerales principales; granate, apatito, circón y opacos como accesorios; moscovita, clorita y sericita como secundarios. De ellos únicamente destacaremos aquellas características texturales o de composición más relevantes.

La plagioclasa se presenta de dos formas: e



fenocristales subidiomorfos poco abundantes, ligeramente zonados y con numerosas inclusiones de pequeños cristales aciculares de color verdoso (¿apatito, piroxeno?) (Lámina 4, fotografía B) y con mayor frecuencia en cristales subidiomorfos y alotriomorfos de menor tamaño, que suelen formar parte de la matriz.

Ambos tipos de cristales aparecen maclados polisintéticamente, con inclusiones de biotita, cuarzo y pequeños cristales de granate. Su alteración es a moscovita y sericita.

Se analizó un fenocristal de plagioclasa (Tabla II.2), el cual presenta un contenido en anortita poco elevado, variando de 39% en el núcleo a 31% en el borde, la disminución se va haciendo progresivamente, por lo que podemos decir que presenta zonado normal continuo. La proyección del análisis en el diagrama Or - Ab - An (Fig. 7, pág. 33) queda dentro del campo de las andesinas, el mismo que el de las plagioclasas de las adamellitas, que es el tipo rocoso que contiene al enclave analizado.

La biotita es un mineral abundante que se presenta en cristales subidiomorfos y alotriomorfos orientados. Incluye pequeños cristales de circón y apatito y a él se asocian opacos y granate. Puede encontrarse ligeramente alterado a clorita.

Los análisis de estas micas (Tabla II.3) y su proyección en el diagrama de clasificación (Fig. 8, pág 37) indican que se trata de biotitas con ligero carácter ferroso ($FM = 0.59$) y contenidos en Al^{IV} moderadamente altos, similares a los de las adamellitas. Sin embargo en el diagrama Al^{VI}/FM , el contenido en Al^{VI} es algo más bajo e intermedio entre el que presentan las adamellitas no porfídicas y las porfídicas.

Tanto los contenidos en Ti como en MnO (Fig. 10, pág. 37; y fig. 11, pág. 39) son muy similares a los de las biotitas de las adamellititas, no diferenciándose unas de otras. Lo mismo sucede en los diagramas de FOSTER y NOCKOLDS modificado (Fig. 12, pág. 39; y fig. 13, pág. 41), en los que las biotitas del enclave microgranular ocupan los mismos campos que las biotitas de la roca que lo contienen.

Por último, en cuanto al contenido en Fe^{+3} , es bajo, definiendo el mismo tampón que las biotitas de las adamellititas.

Todas estas similitudes composicionales entre las biotitas del enclave microgranular y las de las adamellititas, hacen pensar en una posible relación genética más estrecha entre estas dos rocas, que las que se apreciaban entre las cuarzodioritas y el resto de las rocas de esta asociación.

Dentro de los minerales accesorios aparece granate en pequeños cristales alotriomorfos dispersos por la roca, asociados a la biotita, o incluidos en plagioclasa. Los opacos son ilmenitas (Tabla II.8) que presentan las mismas características composicionales que las del resto de las rocas graníticas de Argés - Guadamur.

Enclaves sobremicáceos.

Se trata de agregados de micas, que según la mineralogía que presenten se pueden clasificar en:

- Agregados de biotita: formados

exclusivamente por cristales de biotita subidiomorfo y alotriomorfos, a los que se asocian cristales subredondeados de apatito y algunos opacos.

- Agregados de biotita y sillimanita: en este caso aparecen casi al 50% cristales alotriomorfos y subidiomorfos de biotita, y cristales aciculares de sillimanita. Puede suceder que en el contacto de estos agregados con la roca que los incluye, aparezcan cristales de cordierita con formas subredondeadas y completamente alterados a pinnita.

II.3.3 .- Granodioritas cordieríticas de Layos.

Todas estas rocas presentan textura granuda, de grano medio a grueso, subidiomorfa. En las muestras estudiadas al microscopio no se manifiesta ninguna estructuración de los minerales. La mineralogía de estas rocas está formada por:

- Minerales principales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y cordierita.

- Minerales accesorios: granate, sillimanita, apatito, circón y opacos.

- Minerales secundarios moscovita.

En la tabla I.2 se encuentran los análisis modales correspondientes a estas rocas. En ellos cabe destacar el alto contenido modal en cordierita y biotita (ambos minerales con valores medios en torno al 16%), lo que hace que su proyección en el diagrama de STRECKEISEN (1976) (Fig. 5, pág.28) sitúe a todas estas rocas por encima de la línea del 40% de cuarzo, aunque el contenido absoluto de este mineral es normal. Las rocas analizadas modalmente quedan proyectadas, de forma algo dispersa, en los campos de granodioritas y tonalitas, no apreciándose una evolución clara de los tipos básicos a los ácidos.

El valor del índice de color M' (M' = biotita + cordierita + circón + opacos) es en todos los casos mayor que el valor normal estimado por la I.U.G.S. (1973) tanto para granodioritas como para tonalitas, por lo que el nombre correcto para estas rocas sería el de melagranodioritas cordieríticas o melatonalitas cordieríticas.

Rocas similares a estas, con altos contenidos en cordierita y ligadas con procesos de migmatización han sido descritas por ANDONAEGUI y BARRERA (1984) en la zona de Puente del Arzobispo (Toledo) y por UGIDOS (1974) al sur del Barco de Avila.

Si en este diagrama Q - A - P, consideramos la distribución de granitoides según BOWDEN et al (1984), vemos (Fig. 20) que las granodioritas de Layos quedan proyectadas dentro del campo de los granitos de tipo S, que en este diagrama se caracterizan por presentar altos contenidos en cuarzo y relativamente bajos en feldespatos alcalinos. Esto unido a la presencia de cordierita y a que las granodioritas de Layos contienen gran cantidad de enclaves de rocas metasedimentarias, hace que puedan considerarse como pertenecientes a esta tipología granítica.

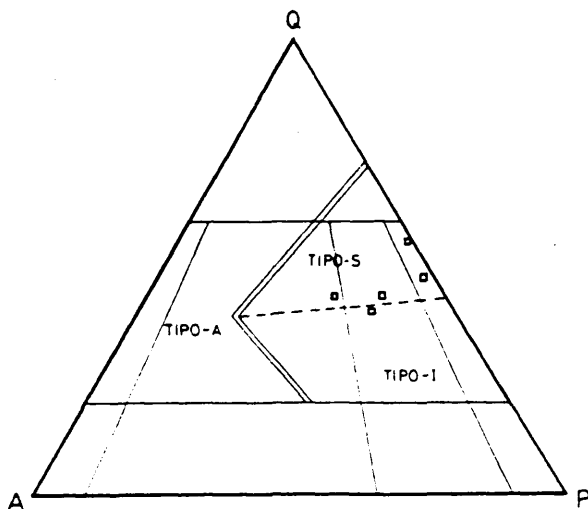


Figura 20: Proyección modal Q - A - P de las granodioritas cordieríticas de Layos, en la que se han superpuesto los campos de proyección de granitos de tipo - S; granitos de tipo - I y granitos de tipo - A propuestos por LAMEYRE y BOWDEN (1984).

Las características propias de cada uno de los minerales que constituyen estas rocas son:

Cuarzo

Siguiendo la misma nomenclatura de cristales de cuarzo utilizada en los granitoides de Argés - Guadamur, indicaremos que los cristales de cuarzo I se encuentran

incluidos en plagioclasa, cordierita y feldespato potásico, y que el cuarzo II también es el más abundante.

Feldespato potásico

En cristales de diverso tamaño, lo más frecuente es que se encuentre en pequeños cristales alotriomorfos de carácter intersticial, aunque también se han encontrado cristales de mayor tamaño subidiomorfos. En ambos casos puede aparecer macla de Carlsbad y ligeras texturas pertíticas en parche y en cuerda. Los minerales que aparecen incluidos en feldespato potásico son cuarzo, biotita, plagioclasa y pequeñas agujas de sillimanita.

Mediante microsonda se analizó uno de los cristales de mayor tamaño (Tabla II.1) que resultó estar zonado, presentando una zona intermedia entre el núcleo y el borde con mayor contenido en albita, siendo el borde más rico en ortosa que el núcleo. Proyectando estos análisis en el diagrama Or - Ab - An (Fig. 7, pág.33) quedan próximos al vértice Or dentro del campo de las ortosas, con composiciones similares a las de los feldespatos de Argés-Guadamur.

Plagioclasa.

Se presenta en cristales subidiomorfos, maclados polisintéticamente, que únicamente se encuentran zonados en los tipos granodioríticos, siendo este zonado de tipo oscilatorio. Presentan texturas mirmequíticas, las cuales son más frecuentes en pequeños cristales de plagioclasa alotriomorfos que aparecen rodeando a los cristales de feldespato potásico. Incluyen algo de biotita y cuarzo.

El análisis de microsonda (Tabla II.2) indica que el contenido en anortita de estas plagioclasas es bajo (alrededor del 20%), presentando poca diferencia entre el núcleo y el borde. En el diagrama Or - Ab - An (Fig. 7, pág. 33) todos los análisis quedan proyectados dentro del campo de las oligoclasas, es decir son plagioclasas de carácter más ácido que las de Argés - Guadamur.

Biotita.

El rasgo textural más importante de este mineral es que se presenta en cristales alotriomorfos y subidiomorfos de carácter intersticial (Lámina 4, fotografía C) entre los cristales de plagioclasa y cordierita, incluyendo numerosos circones, apatitos y opacos. Este rasgo textural indica una cristalización tardía de la biotita.

La composición química de este mineral se encuentra en la tabla II.3, al igual que las biotitas de Argés - Guadamur, son ricas en Al_2O_3 y TiO_2 , con una relación $FM = 0.60$. En el diagrama de clasificación de biotitas (Fig. 8, pág. 37) estas micas quedan dentro del campo de las biotitas, proyectándose hacia el vértice de la siderofililita y con los valores más altos de Al^{IV} , lo cual es normal para biotitas que coexisten con cordierita o con algún silicato aluminico (SPEER, 1984).

Sin embargo su contenido en Al^{VI} no es muy elevado (Fig. 9, pág. 37), sobre todo si las comparamos con las biotitas de Argés - Guadamur. No obstante la cantidad de aluminio total es superior a la que presentan las biotitas de la asociación anterior.

En cuanto al contenido en Ti, este es relativamente alto (Fig. 10, pág. 37) quedando proyectadas en el diagrama FM/Ti junto con las rocas intermedias de

Argés - Guadamur.

Otra característica de estas biotitas es su bajo contenido en MnO, que no supera el 0.1%, por lo que al representarlas en el diagrama FM/MnO (Fig. 11, pág. 39) quedan nuevamente algo separadas de las del conjunto de Argés - Guadamur.

Todas estas diferencias composicionales, tanto en ferrromagnesianos como en aluminio, parecen apuntar hacia un no cogenitismo entre las rocas de Layos y las de Argés-Guadamur.

Por lo que se refiere a las relaciones entre estos elementos, representadas en el diagrama de **FOSTER** (Fig. 12, pág. 39), las biotitas de Layos presentan mayores contenidos en $\text{Fe}^{+2} + \text{Mn}$ que en Mg, siendo algo más ferricas que las biotitas de las adamellititas porfídicas, quedando también dentro del campo de proyección de las biotitas de las rocas metamórficas del Sistema Central.

En el diagrama modificado de **NOCKOLDS** (Fig. 13, pág. 41) estas biotitas se proyectan dentro del campo de las asociaciones aluminico - potásicas, quedando próximas al campo de las asociaciones calcoalcalinas.

El contenido en Fe^{+3} de estas biotitas es muy bajo por lo que en el diagrama de **WONES y EUGSTER** (Fig. 14, pág. 41) también quedan proyectadas por debajo de la línea del tampón fayalita - cuarzo - magnetita, manifestando así que estas rocas se formaron bajo condiciones reductoras o de baja fugacidad de oxígeno.

Cordierita.

Este mineral puede presentarse en cristales muy variados tanto en cuanto a tamaño como en cuanto a forma.

Los cristales más abundantes son los idiomorfos o subidiomorfos con inclusiones de cuarzo, biotita y agujas de sillimanita (Lámina 4, fotografía D) aunque también los hay alotriomorfos presentando, a veces, un ligero carácter intersticial.

Hay que indicar que se han encontrado cristales con numerosas inclusiones de sillimanita y otros que no las tienen o son muy escasas. Algunos de los cristales presentan macla de dos individuos, y todos ellos, en general, tienen los bordes alterados a moscovita, encontrándose algunos de ellos completamente alterados a pinnita.

Los análisis de microsonda de este mineral se encuentran en la tabla II.10. La relación FM es de 0.46, lo que indica un ligero carácter magnésico de estos minerales. Estas relaciones FM se encuentran en cordieritas de origen magmático (SPEAR, 1981; PHILIPS et al, 1981). Sin embargo los contenidos en Na_2O y MnO son muy bajos, más característicos de cordieritas metamórficas (SPEAR, 1981). Así pues, estas cordieritas algo poiquiliticas, con inclusiones variadas (las únicas analizadas) presentan caracteres químicos intermedios entre tipos ígneos y metamórficos (restíticos o xenolíticos).

Moscovita.

Es un mineral muy escaso que se encuentra ligado a la alteración de cordierita y se presenta en cristales subidiomorfos y alotriomorfos.

Minerales accesorios.

Los más frecuentes son apatito, circón y opacos. Estos últimos son ilmenitas (Tabla II.8) subidiomorfos, que no contienen Fe^{+3} , bajo contenido en MnO y algo más alto en MgO que las ilmenitas de Argés-Guadamur.

También como accesorio aparece granate en pequeños cristales alotriomorfos incluidos en plagioclasa o feldespato potásico.

En resumen, los granitoides de Layos presentan una alta proporción de cordierita, lo cual debe traducirse en un carácter aluminico más acusado en estas rocas que en las de Argés - Guadamur, con índices de color (parámetro M') elevados, en los que la mineralogía es homogénea, sin variaciones importantes. La cristalización de la biotita es claramente tardía con respecto a la cordierita y la plagioclasa.

II.3.4 .- Leucogranitos.

Su textura es granuda, de grano medio a grueso, hipidiomorfa. Hay que indicar que como la orientación de estas rocas viene marcada por las bandas de granate y/o cordierita, en lámina delgada, debido a su tamaño de grano, esta orientación no se hace patente.

Estas rocas están formadas por:

- Minerales principales: cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Granate y cordierita pueden aparecer

como principales o como accesorios, en función de que nos encontremos en una de las bandas de estos minerales o fuera de ellas.

- Minerales accesorios: biotita, sillimanita, andalucita, apatito, circón y opacos.

- Minerales secundarios: moscovita y clorita.

En la tabla I.3 se encuentran los análisis modales de estas rocas. Destacan los altos contenidos en cuarzo y feldespato potásico, mientras que el contenido en plagioclasa es algo más bajo y la biotita se presenta en proporciones que no superan el 4%. Los análisis modales se realizaron sobre láminas que corresponden al sector de la roca que queda comprendida entre las bandas de granate y cordierita, ya que si se hubieran realizado sobre una de estas bandas, más del 70% del análisis correspondería a granate o cordierita.

La proyección de los análisis en el diagrama Q - A - P (Fig. 5, pág. 28) queda en el campo de los granitos (s.s), menos una de las muestras que queda en el campo de las adamellititas. Todas ellas presentan contenidos relativamente altos en cuarzo, entre el 30% y 40%.

El valor del parámetro M' es bajo en todos los casos (en torno a 4), salvo en una muestra que llega a 7 debido que presenta un mayor contenido en cordierita. Por tanto es correcto aplicar a estas rocas el término leucogranitos.

Utilizando la clasificación propuesta por LAMEYRE y BOWDEN (1982), en el diagrama Q - A - P hay un campo en el que se proyectan los granitos que proceden de fundidos mínimos de origen cortical, y los leucogranitos

aquí estudiados quedan dentro del mismo (Fig. 21). Esto unido a las características de campo, así como a la mineralogía que presentan, hace pensar que estos granitos puedan tener este origen.

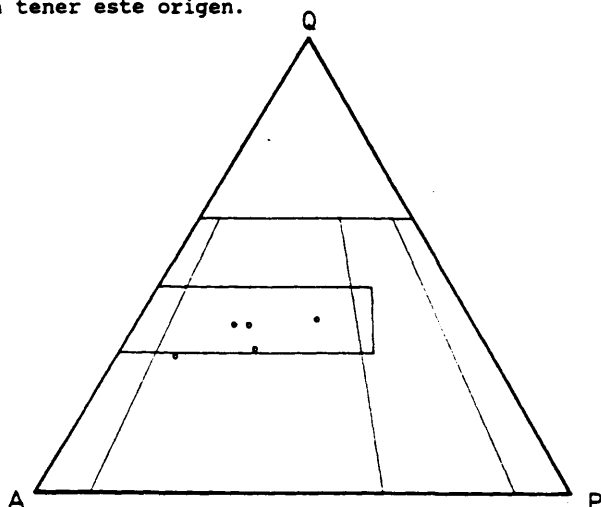


Figura 21: Proyección modal Q - A - P de los leucogranitos de la Unidad Migmatítica, en la que se ha superpuesto el campo ocupado por los granitos de fusión mínima de origen crustal, propuesto por LAMETRE y BOWDEN (1982).

Las características texturales de los minerales de estas rocas son las siguientes:

Cuarzo.

Siguiendo las nomenclaturas anteriormente utilizadas, distinguimos:

- Cuarzo II, que es el más abundante, en

cristales alotriomorfos que presentan los bordes corroídos cuando están en contacto con feldespató potásico (Lámina 4, fotografía E).

- Cuarzo III, muy escaso, ya que es el cuarzo vermicular de las texturas mirmequíticas.

Feldespató potásico.

Se encuentra en cristales subidiomorfos y alotriomorfos, que en ocasiones pueden presentar macla de Carlsbad y ligeras texturas pertíticas en cuerda y en parche. Incluye cuarzo, plagioclasa y más raramente agujas de sillimanita. Se encuentran algo alterados a moscovita, creciendo este mineral en placas sobre el feldespató.

Se analizaron estos minerales (Tabla I.1) presentando uno de ellos una ligera zonación. Todos ellos son ortosas con bajo contenido en albita (Fig. 7, pág. 33) salvo para el borde del cristal zonado que presenta una mayor concentración en este componente.

Plagioclasa.

Se presenta en cristales idiomorfos y subidiomorfos pobremente maclados. Son frecuentes las texturas mirmequíticas en los bordes del cristal cuando se encuentra en contacto con feldespató potásico. Presenta inclusiones de pequeños cristales de cuarzo y agujas de sillimanita. Los cristales se encuentran ligeramente fracturados y su alteración más frecuente es a sericita.

En la tabla II.2 se encuentran los análisis químicos de estos minerales. Se trata de plagioclasas con bajos contenidos en anortita (la media es An_{22}) y apenas

presentan variación entre el núcleo y el borde del cristal, por lo que la zonación es prácticamente inexistente. En la muestra 81925 esta ligera zonación es de tipo continuo y tiene carácter inverso.

Proyectados estos análisis en el diagrama Or - Ab - An (Fig. 7, pág. 33) quedan todos ellos dentro del campo de las oligoclasas, siendo ligeramente más básicas que las plagioclasas de los granitos de Layos.

Biotita.

Escasos cristales subidiomorfos que pueden incluir algún pequeño cristal de circón. Su alteración más frecuente es a clorita, apareciendo entonces texturas saogeníticas.

La composición química de este mineral (Tabla II.3) indica que estas micas son ricas en Al_2O_3 y con contenidos en TiO_2 más bajos que los de las biotitas anteriormente estudiadas.

En el diagrama de clasificación (Fig. 8, pág. 37) quedan dentro del campo de las biotitas, con unas relaciones FM entre 0.62 y 0.74 que indican el carácter férrico de las mismas, siendo sus contenidos en Al^{IV} altos. En el diagrama Al^{VI}/FM (Fig. 9, pág. 37) estas biotitas son las que mayor contenido en Al^{VI} presentan, dentro de los granitoides de la U.M., por lo que son las biotitas de mayor contenido en aluminio total.

El contenido en Ti es bajo (Fig. 10, pág. 37) con una cierta correlación negativa con el parámetro FM. Estos bajos contenidos en Ti indican que las biotitas de los leucogranitos son las que han cristalizado a menor temperatura dentro del conjunto de los granitoides de la U.M.

En el diagrama FM/MnO (Fig. 11, pág. 39) se aprecia como las biotitas de los leucogranitos se separan de los otros conjuntos graníticos, puesto que son las que menor proporción de este elemento presentan, con correlación positiva con respecto al parámetro FM. El aumento relativo de MnO es frecuente en líquidos residuales ricos en aluminio, como deben ser los que dieron origen a estos leucogranitos.

El carácter férrico de estas biotitas se manifiesta en el diagrama de FOSTER (Fig. 12, pág. 39), ya que se proyectan hacia el vértice $\text{Fe}^{+2} + \text{Mn}$, con unos contenidos en Ti que se mantienen más o menos constantes. Tres de los análisis quedan fuera de los campos delimitados para las biotitas del Sistema Central, y dos de ellos se sitúan en el campo de las rocas plutónicas con biotita-moscovita del Sistema Central.

En el diagrama modificado de NOKKOLDS (Fig. 13, pág. 41) las biotitas quedan claramente dentro del campo de las asociaciones aluminico - potásicas, situándose tres de los análisis en el sector Ib (asociaciones de carácter compuesto tipo Guèret) mientras que los otros dos análisis se sitúan en el sector Ia (asociaciones aluminico-potásicas s.s. tipo Limousine).

Su contenido en Fe^{+3} es muy bajo, por lo que quedan dentro del tampón fayalita - cuarzo - magnetita (Fig. 14, pág. 41) indicando así condiciones de baja fugacidad de oxígeno.

Granate.

Se presenta es cristales subredondeados, muy fragmentados y a veces con inclusiones de cuarzo y sillimanita (Lámina 4, fotografía F). También se pueden

encontrar micas de color verdoso entre las fracturas que afectan al mineral. Los bordes de los cristales se encuentran muy corroídos.

Aunque granate y cordierita pueden coexistir en la misma lámina delgada, nunca se han encontrado en contacto por lo que no se han podido determinar las edades relativas de crecimiento de estas dos fases ferromagnesianas.

La composición de estos granates (Tabla II.6) es fundamentalmente almandínica (entre 80% y 70%), con cantidades menores de piropo (14% - 10%), espesartina (16%-7%) y grosularia (1% - 2%). La pauta general, de zonado de estos granates, es que los núcleos están ligeramente enriquecidos en almandino y piropo y los bordes ligeramente en espesartina, es decir que presentan un zonado de carácter inverso, que pueden ser debidos a las mismas causas que se expusieron en los granates de los granitoides de Argés-Guadamur.

Sin embargo el análisis de la muestra 86926, presenta un zonado normal con núcleos ricos en Mn y bordes ricos en Fe^{+2} , este zonado es incluso visible en muestra de mano, ya que el núcleo presenta tonalidades más rosadas que el borde.

La proyección de los análisis en el diagrama $\text{Fe}^{+2} - \text{Mn} - \text{Mg}$ (Fig. 17, pág. 47) pone de manifiesto que los granates de la muestra 76911 son más ricos en Fe^{+2} y apenas presentan variación entre núcleo y borde, mientras que el granate de la muestra 86926 presenta una acusada variación entre el núcleo, más rico en Mn, y el borde más rico en Fe^{+2} , manteniéndose el contenido en Mg prácticamente constante.

Cordierita.

Este mineral se presenta de tres formas distintas:

- En pequeños cristales subredondeados, completamente transformados a pinnita, incluidos en cristales de feldespato potásico.

- En cristales alotriomorfos de tamaño medio, con inclusiones de cristales de cuarzo, alterados total o parcialmente a agregados de micas. Estos cristales pueden presentar un cierto carácter intersticial.

- En cristales grandes, subredondeados o en ocasiones idiomorfos (Lámina 4, fotografía G), con textura poiquilitica que incluye cristales de cuarzo y con los bordes ligeramente alterados a micas. Este tipo puede presentar inclusiones de pequeñas agujas de sillimanita, que se disponen paralelas al borde del cristal. Este tercer tipo es el más abundante y el que forma parte de las bandas donde se concentra la cordierita. En estas bandas aumenta también el contenido en plagioclasa, así como la cantidad de cristales de apatito.

Los análisis de cordieritas (Tabla II.10) muestran dos tipos de composiciones ligeramente distintas, que se manifiestan sobre todo en sus relaciones FM, ya que unos cristales presentan unas relaciones próximas a 0.60, lo cual indica que tienen carácter ferroso, mientras que las otras tienen una relación próxima a 0.46, por lo que son ligeramente magnésicas. Los contenidos en Na₂O y MnO son bajos, y como ya se indicó son característicos de cordieritas de rocas metamórficas. Por tanto las cordieritas

de los leucogranitos podrían ser cristales residuales inmersos y equilibrados con el fundido leucogranítico anatético.

Moscovita.

Aparece en cristales subidiomorfos o alotriomorfos ligados a la alteración de feldespatos y cordierita. A veces, pero con menos frecuencia, pueden encontrarse algunos cristales dispersos por la roca que no están ligados a la alteración de otro mineral previo.

Los análisis realizados en moscovitas, corresponden a las descritas en último lugar (Tabla II.7). Tienen una relación FM próxima a 0.45, indicando así que son ligeramente magnéticas. Su contenido en TiO_2 es ligeramente elevado. Por eso al proyectar los análisis en los diagramas de MILLER et al. (1981) y MONIER et al (1984) (Figs. 18 y 19, pag. 49), quedan en el campo de las moscovitas primarias o ígneas, próximas al campo de las moscovitas secundarias.

Por las relaciones texturales de las micas analizadas podrían ser de origen magmático, aunque de cristalización muy tardía.

Minerales accesorios.

Son muy escasos y dentro de ellos los más frecuentes son apatito, circón y opacos. Estos últimos se encuentran en cristales alotriomorfos dispersos por la roca. Composicionalmente se trata de ilmenitas (Tabla II.8) con bajos contenidos en MnO y "altos" en MgO, en relación a las ilmenitas de los otros grupos graníticos de la U.M.

Además de sillimanita, se encuentra también

andalucita en cristales subidiomorfos, con ligero pleocroismo rosa, rodeados por una aureola de moscovita. Parece que presentan carácter tardío.

II.4 .- EVOLUCION TERMODINAMICA DE LA UNIDAD MIGMATITICA.

A partir de los datos de composición química de las fases minerales que aparecen en estas rocas, se han aplicado varios cálculos de geotermometría y geobarometría para determinar las condiciones de presión y temperatura a las que cristalizaron estos granitoides, así como la evolución que pudieron sufrir.

La determinación de estas condiciones no ha sido posible realizarla para todos los tipos rocosos, ya que de algunos de ellos se carecen de datos de minerales que permitan hacer esta estimación.

En el Apéndice 3 hay una discusión sobre porqué se ha utilizado la calibración de un determinado autor, para realizar los cálculos termobarométricos, por lo que ha continuación únicamente se discuten los resultados obtenidos.

II.4.1 .- Termometría del par granate biotita.

La calibración termométrica se basa en el intercambio de cationes de Fe - Mg entre estas dos fases minerales. Se han utilizado las calibraciones de HODGES y SPEAR (1986) y la de FERRY y SPEAR (1978), en ambas la presión interviene en la ecuación de calibración, pero su influencia sobre la temperatura es escasa y por tanto despreciable. La presión que se utilizó para realizar estos cálculos fue de 4 kb., estimada en función de la paragénesis mineral que presentan las rocas metamórficas del encajante (APARICIO, 1971) y los resultados obtenidos para los

distintos tipos rocosos son los siguientes:

Granitoides de Argés - Guadamur.

Tonalita (81927)

En esta roca disponemos de un análisis de granate y tres análisis de biotita, para los cálculos se combinaron estos últimos con el primero, según la calibración de FERRY - SPEAR se obtiene una temperatura de 897°C (+/- 23°C) y según la de HODGES - SPEAR 925°C (+/- 23°C). La diferencia entre ambas es muy pequeña por lo que obtendríamos un valor mínimo y máximo para esta roca. Estas temperaturas dadas las condiciones en que se encuentran las rocas no parecen muy altas.

Adamellita no porfídica (81921)

En este caso tenemos el análisis de dos biotitas distintas y un granate zonado, por lo que los cálculos se hicieron con estas dos biotitas y las distintas zonas del granate.

Las temperaturas calculadas para el borde del granate son muy bajas (561°C, según FERRY - SPEAR y 576°C según HODGES - SPEAR), lo cual lo interpretamos como que el borde del granate no está en equilibrio con las biotitas, ya que el mismo presenta alto contenido en Mn, lo cual es signo de retrogradación, por lo que estas temperaturas no deben ser tenidas en cuenta a efectos de evolución magmática.

Con la siguiente zona del granate que es la que está más próxima al borde, pero que ya no tiene enriquecimiento en Mn, se obtienen las siguientes temperaturas medias: 821°C (+/- 20') según FERRY - SPEAR (F - S) y 836°C (+/- 20') según HODGES - SPEAR (H - S), estas temperaturas sí estimamos que son posibles en este tipo de

roca.

Los valores de temperatura calculados para la siguiente zona del granate, más próxima al núcleo, son de 869°C (+/- 22') (F - S) y de 886°C (+/- 22') (H - S), y los que se obtienen con la composición del núcleo del granate 905°C (+/- 24') y 921°C (+/- 23') respectivamente.

Estas últimas temperaturas obtenidas con el núcleo parecen un poco elevadas, aunque si tenemos en cuenta que todas las biotitas tienen altos contenidos en Ti es posible obtener altas temperaturas de cristalización.

Adamellita porfídica (81922)

En esta roca se han realizado los cálculos de temperatura con las distintas zonas del granate y un análisis de biotita, ya que aunque se dispone de dos análisis de estas micas los mismos son prácticamente iguales, por lo que se ha tomado uno solamente.

Las temperaturas calculadas para esta roca son:

	Borde grte.	Z. media grte.	Núcleo grte.
T° F - S	717°C	737°C	739°C
T° H - S	730°C	751°C	751°C

Como se puede apreciar apenas hay diferencia entre las temperaturas del borde y del núcleo del granate, y por otro lado estas temperaturas resultan un poco bajas si las comparamos con las obtenidas para las otras dos rocas anteriores. Esta menor temperatura puede estar relacionada con el carácter menos magnésico que presenta el granate.

Leucogranitos.

Los cálculos se han realizado en dos muestras distintas. En la muestra 76911 se analizaron dos granates que están zonados y dos biotitas de composición muy similar, por lo que se han calculado las temperaturas con una biotita y las distintas zonas de los granates. Las temperaturas obtenidas son altas para este tipo de rocas, ya que oscilan entre 950°C la más baja y 1234°C la más alta, que además no coinciden con las obtenidas mediante el par granate cordierita, como se vera más adelante. Estas altas temperaturas pueden ser debidas a que el granate no este en equilibrio con la biotita ya que esta presenta un contenido en Mg bajo, si la comparamos con las de los otros leucogranitos.

Este bajo contenido en Mg, unido a los contenidos relativamente altos de Al^{VI} y Ti de estas biotitas, hacen que su relación $Al^{VI} + Ti / Al^{VI} + Ti + Mg$ supere los valores propuestos por FERRY - SPEAR para la utilización del termómetro, por tanto las temperaturas que se obtienen no son válidas porque las biotitas no tienen la composición adecuada para utilizar este termómetro.

Las temperaturas que se obtienen para la otra muestra de leucogranitos (86926) son más coherentes con este tipo de rocas y son las siguientes:

	Borde grte.	Z. media grte.	Núcleo grte.
T° F - S	771°C	805°C	825°C
T° H - S	777°C	810°C	842°C

Las temperaturas así obtenidas parecen indicar una pauta de enfriamiento ya que disminuyen de núcleo a borde.

Resumen de resultados del termómetro granate-biotita

n° muestra T° F - S T° H - S

81927		897°C +/- 23°	925°C +/- 23°
	B. grte	561°C	576°
81921	Z.M. grte	821°C +/- 20°	836°C +/- 20°
	Z.M. grte	869°C +/- 22°	886°C +/- 22°
	N. grte	905°C +/- 24°	921°C +/- 23°
	B. grte	717°C	730°C
81922	Z.M. grte	737°C	751°C
	N. grte	739°C	751°C
	B. grte 1	1036°C	1141°C
	Z.M. grte	1141°C	1233°C
76911	N. grte	1126°C	1203°C
	B. grte 2	1042°C	1122°C
	Z.M. grte	949°C	1018°C
	N. grte	1158°C	1234°C
	B. grte	771°C	777°C
86926	Z.M. grte	805°C	810°C
	N. grte	825°C	842°C

II.4.2 .- Termometría del par granate-cordierita.

Este termómetro únicamente se ha aplicado a los leucogranitos ya que en estos se dispone de análisis de estas dos fases minerales.

La calibración de este termómetro también se basa en el intercambio de cationes de Fe y Mg entre granate y cordierita. En este caso hemos efectuado los cálculos en base a la ecuaciones propuestas por tres autores HE SHAOUYAN y FAN - QUINGHAO (1985); que denominaremos ecuación 1 (Ec.1), HOLDAWAY y LEE (1977), ecuación 2 (Ec. 2); y LAVRENCHEVA y PERCHUK (1981) ecuación 3 (Ec. 3).

Los resultados que se obtienen aplicando cada una de las ecuaciones anteriores (en las que interviene la presión se han tomado 4 Kb.) a los leucogranitos en los que se han analizado granate y cordierita son los siguientes:

Muestra 76911, hay analizados dos granates zonados y dos cordieritas, los cálculos se hicieron con las distintas zonas de cada uno de los granates y con cada una de las cordieritas, se dan los valores medios:

Granate 1

	Borde	Zona media	Núcleo
Ec. 1	824°C	871°C	882°C
Ec. 2	826°C	871°C	869°C
Ec. 3	795°C	842°C	840°C

Granate 2

	Borde	Zona media	Núcleo
Ec. 1	825°C	767°C	773°C
Ec. 2	826°C	780°C	780°C
Ec. 3	796°C	749°C	749°C

Como se puede ver las diferencias de temperaturas entre las distintas ecuaciones son pequeñas (la máxima diferencia es unos 40°C). Con el granate 1 parece que se obtienen unas pautas de enfriamiento, puesto que las temperaturas del núcleo y la zona media son ligeramente más elevadas que para el borde, sin embargo con el granate 2 se obtiene una pauta inversa. Las temperaturas estimadas para los dos bordes de los granates son muy similares, y al no presentar enriquecimiento en Mn deben encontrarse en equilibrio con la cordierita. Por tanto estas temperaturas de los bordes deben ser más indicativas de los estadios de consolidación de estas rocas.

Para la muestra 86926 se hicieron los cálculos con las distintas zonas de un granate y dos cordieritas, los valores medios de las temperaturas son:

	Borde	Zona media	Núcleo
Ec. 1	656°C	719°C	693°C
Ec. 2	691°C	742°C	721°C
Ec. 3	658°C	710°C	689°C

Comparando estas temperaturas con las de la muestra anterior, se observa que son más bajas, sin embargo si las comparamos con las obtenidas mediante el par granate - biotita, sobre todo las que corresponden al borde, la diferencia no es tan grande. En esta muestra parece que las temperaturas obtenidas están de acuerdo con el tipo rocoso de que se trata, por lo que nos marcarían un rango de temperaturas de cristalización entre 750°C y 650°C que corresponderían a los estadios finales de consolidación de la roca.

II.4.3 .- Termometría del par plagioclasa-feldespato potásico.

Se basa en la distribución del componente albitico entre los dos feldespatos coexistentes en la roca.

Utilizamos la ecuación de WHITNEY y STORMER (1977) ya que los feldespatos potásicos de las rocas graníticas de la U.M. presentan bajos contenidos en albita y por la forma textural de presentarse son feldespatos de baja temperatura, condiciones ambas que son necesarias para poder emplear la ecuación de los autores citados anteriormente.

Granitoides de Argés - Guadamur.

Adamellita no porfídica.

De esta muestra tenemos un análisis de feldespato potásico y se una plagioclasa zonada. La temperatura se ha calculado, para una presión de 4 Kb., con el análisis del borde de la plagioclasa, ya que el

feldespato potásico cristaliza tardíamente y debe encontrarse en equilibrio con la zona más externa de la plagioclasa. Se obtiene así una temperatura de 737°C que corresponde al campo subsolidus de este tipo de rocas, por lo que indicaría una temperatura de reajuste entre los feldespatos.

Adamellitita porfídica.

Para este grupo de rocas disponemos de análisis en dos muestras distintas. Para la muestra 81912 se ha calculado una temperatura media, con dos cristales de feldespato potásico y el borde de una plagioclasa, de 692°C, que como en el caso anterior nos da condiciones subsolidus. Y para la muestra 81922 también la temperatura media, con dos análisis de feldespato potásico, es de 727°C, que nuevamente nos indica condiciones finales de enfriamiento.

Granodioritas cordieríticas de Layos.

De estas rocas hay analizada una muestra (81924) en la que tanto el feldespato potásico como la plagioclasa están zonados, por lo que los cálculos de temperatura se efectuaron tomando cada una de las zonas correspondientes de los feldespatos, los resultados son los siguientes:

Borde	Zona media	Zona media	Núcleo
567°C	705°C	699°C	662°C

En este caso la temperatura del borde es muy baja correspondiendo al campo subsolidus, la zona media más externa es más alta y puede indicarnos la temperatura de cristalización de los feldespatos. Por último las otras dos



temperaturas son más bajas, lo cual puede ser debido a que la composición de la plagioclasa en estas zonas presenta mayor contenido en ortosa, por lo que las temperaturas así obtenidas hay que tomarlas con una cierta reserva.

Para los leucogranitos no se han hecho estimaciones con este geotermómetro, ya que no están analizados estos dos feldespatos en la misma muestra.

II.4.4 .- Termometría del par moscovita-plagioclasa.

El cálculo de este termómetro se basa en el intercambio de Na - K entre estos dos minerales. Se ha empleado la calibración de GREEN y USDANSKY (1986).

Esta ecuación solo se ha aplicado a una muestra de adamellitas porfídicas (81922) de los granitoides de Argés - Guadamur, ya que es la única de la que se tiene análisis de moscovita y plagioclasa, se utilizó la composición del borde de la plagioclasa, ya que por ser la moscovita de cristalización tardía suponemos que puede estar en equilibrio con el borde de la misma. La temperatura que se obtiene es de 742°C, la cual es similar a la que se obtenía con el borde de los feldespatos para esta misma muestra. Es una temperatura que se encuentra en el campo subsolidus, lo cual viene a apoyar el carácter tardío de la moscovita.

II.4.5 .- Termometría en base a clinopiroxeno

Solamente disponemos de dos análisis de clinopiroxeno en una cuarzodiorita (85736) de los granitoides de Argés - Guadamur. Aunque estos dos análisis de una misma muestra para estimar la temperatura con este geotermómetro no son suficientes, lo hemos aplicado para comprobar si la temperatura que se obtiene es coherente con la obtenida mediante otros pares minerales para estas rocas.

Se ha utilizado la calibración de KRETZ (1982) que tiene en cuenta el contenido en Fe, Mg y Ca en el clinopiroxeno, proponiendo este autor dos ecuaciones para el cálculo de la temperatura, en la superficie solvus del clinopiroxeno, en función de que esta sea mayor o menor de 1080°C. La ecuación que corresponde a temperaturas inferiores a 1080°C, que es la que vamos a utilizar es la siguiente:

$$T' = 1000 / (0.054 + 0.608 X_{\text{cpx}} - 0.304 \ln (1 - 2(\text{Ca})))$$

dónde:

$$X_{\text{cpx}} = \text{Fe}^{+2} / (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg}) \quad (\text{Ca}) = \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Fe}^{+2} + \text{Mg})$$

estando la temperatura expresada en grados Kelvin.

Aplicando esta ecuación a los piroxenos analizados, las temperaturas que se obtienen son 708°C y 690°C, muy similares a las que se han calculado para los feldespatos, es decir que estas temperaturas corresponden al campo subsolidus y nos indican un reequilibrio de estos piroxenos en el campo de baja temperatura.

II.4.6 .- Barometria granate - plagioclasa.

Hemos utilizado el cálculo propuesto por HODGES y SPEAR (1982), ya que la temperatura del par granate - biotita la calculamos también según la ecuación propuesta por estos autores. Los cálculos, no obstante, se han realizado tanto con las temperaturas obtenidas por estos autores como con las obtenidas mediante la ecuación de FERRY y SPEAR y con las obtenidas por el par granate-cordierita. Lo hemos hecho así para estimar la variación de la presión, ya que el cálculo de la misma se ve condicionado por la temperatura que se introduzca en la ecuación.

Granitoides de Argés - Guadamur.

Tonalita (81927)

Se realizaron los cálculos con las distintas zonas de las plagioclasas y el granate analizado, los resultados obtenidos al aplicar las temperaturas de P - S y H - S son las siguientes:

		B. plag	Z.M. plag	N. plag
T° P - S	897°C	7715 bar.	7064 bar.	6931 bar.
T° H - S	925°C	8036 bar.	7360 bar.	7234 bar.

Las presiones que se obtienen mediante la ecuación de NEWTON y HASELTON son de unos 10000 bar. y según CHENT de unos 9000 bar., que son demasiado altas para este tipo de rocas.

Las diferencias de presiones según se tome una temperatura u otra no son muy grandes ya que con la temperatura más alta la presión solo aumenta 300 bar.

Por los datos anteriores podemos observar que la presión aumenta hacia el borde de la plagioclasa, lo cual en un régimen de emplazamiento de rocas ígneas no es lógico. No obstante no hay que olvidar que estas rocas están afectadas por una importante fase de deformación, por lo que su historia ígnea ha debido ser borrada en parte, al reequilibrarse sus minerales en condiciones metamórficas, por tanto este aumento de presión podría indicar que una vez formada la roca, esta ha sufrido un cierto enterramiento o un aumento de presión durante la fase de deformación.

Adamellitita no porfídica (81921)

En esta lámina el granate está zonado por lo que se tomaron cada una de las zonas correspondientes de los dos minerales. Las temperaturas que se obtuvieron con el borde del granate resultaron muy bajas (570°) por lo que el cálculo de presión resulta también muy bajo (1.5 Kb), por tanto estimamos que el borde del granate, rico en Mn, no está en equilibrio con la plagioclasa, por lo que la presión obtenida no la consideramos válida a efectos de evolución magmática. Las presiones obtenidas para las otras zonas son:

	Z.M. plag-grte		Z.M. plag-grte		N. plag-grte	
	T°	P	T°	P	T°	P
T° F-S	821°C	4121 b.	869°C	5625 b.	905°C	4897 b.
T° H-S	836°C	4254 b.	886°C	6427 b.	921°C	5038 b.

Las zonas más próximas al borde de ambos minerales son las que proporcionan una presión más baja, aquí nuevamente en la zona media próxima al núcleo hay un aumento de la presión, con respecto a la que se obtiene para los núcleos.

Adamellita porfídica (81922)

También en esta muestra los minerales están zonados. Las temperaturas calculadas para las distintas zonas son un poco bajas, por lo que las presiones lo son también.

	B. plag-grte		Z.M. plag-grte		N. plag-grte	
	T°	P	T°	P	T°	P
T° F-S	717°C	3415 b.	737°C	4094 b.	739°C	3137 b.
T° H-S	730°C	3537 b.	751°C	4232 b.	751°C	3279 b.

En esta muestra también se aprecia un incremento de la presión en las zonas intermedias de los minerales, aunque en ella es más baja que en casos anteriores.

Leucogranitos.

En estas rocas solo se ha podido aplicar este barómetro a la muestra 86926 que es dónde hay analizada una plagioclasea zonada. Las presiones que se obtienen para el borde de la plagioclasea y la zona media son muy bajas (en el primer caso de 1.5 kb y en el segundo de 0.5 kb.) por lo que estimamos que estas zonas de los minerales no están en equilibrio. Las presiones que se obtienen para el núcleo del granate y la plagioclasea, tanto con las temperaturas del par granate - biotita como con las de granate cordierita, son las siguientes:

	Temperatura	Presión
F - S	825°C	6697 b.
H - S	842°C	6891 b.
Ec. 1	693°C	5190 b.
Ec. 2	721°C	5510 b.
Ec. 3	689°C	5144 b.

Las diferencias que se obtienen en cuanto a presión según apliquemos las temperaturas de un par u otro son de 1.5 kb. aproximadamente, ya que hay diferencias también en cuanto a temperaturas de unos 130°C.

Como los leucogranitos se han formado como consecuencia de la migmatización del encajante, estas presiones y temperaturas deben indicar valores máximos y mínimos del pico metamórfico del área estudiada.

II.4.7 :- Barometría granate cordierita.

Se basa en las relaciones de intercambio Fe-Mg entre granate y cordierita, es desarrollado por HOLDAWAY y LEE (1977) y posteriormente lo aplican HE SHAOYAN y FAN QUINGHAO (1985) a una serie de rocas para comprobar su validez.

La expresión que permite calcular la presión, suponiendo que $P_{H_2O} = P_{total}$, es la siguiente:

$$P = 7631 + (4.2877 \ln K_d - 4.59) T \quad \pm 500 \text{ bares.}$$

dónde $K_d = X_{Fe \text{ grte}} / X_{Fe \text{ cda.}}$ y la temperatura está expresada en grados Kelvin y la presión en bares.

Este geobarómetro solo se ha aplicado a los leucogranitos ya que es donde están analizadas las dos fases minerales. En la muestra 76911 hay analizados dos granates zonados y dos cordieritas, por lo que los cálculos se han realizado combinando todos estos análisis, los resultados son:

Granate 1.

	B. grte	Z. M. grte	N. grte
T Ec.1	824°C 4393 b.	884°C 4139 b.	882°C 4150 b.
T Ec.2	826°C 4393 b.	871°C 4182 b.	869°C 4190 b.
T Ec. 3	795°C 4482 b.	842°C 4270 b.	840°C 4279 b.

Granate 2

	B. grte	Z. M. grte	N. grte
T Ec.1	825°C 4390 b.	767°C 4633 b.	773°C 4565 b.
T Ec.2	826°C 4390 b.	780°C 4596 b.	780°C 4190 b.
T Ec.3	796°C 4479 b.	749°C 4686 b.	749°C 4645 b.

Como se puede apreciar las diferencias que hay bien tomando la composición de un granate u otro son muy pequeñas y la presión calculada para estas rocas es de unos

4.5 kb.

En la muestra 86926 hay analizadas dos cordieritas y un granate zonado, combinando estos análisis se obtienen los siguientes resultados:

	B. grte		Z. M. grte		N. grte
T Ec. 1	656°C 5783 b.		719°C 5549 b.		693°C 5645 b.
T Ec.2	691°C 5715 b.		742°C 5500 b.		721°C 5589 b.
T Ec.3	658°C 5779 b.		710°C 5567 b.		689°C 5655 b.

Para esta roca también se han realizado los cálculos tomando la temperatura del par cordierita granate, siendo las presiones así obtenidas muy similares a las anteriores:

	B. grte		Z. M. grte		N. grte
T F-S	771°C 5557 b.		805°C 5372 b.		825°C 5380 b.
T H-S	777°C 5545 b.		810°C 5362 b.		842°C 5345 b.

Con estas dos muestras tenemos un límite máximo y mínimo para la presión de formación de estos leucogranitos, que estaría entre 4.5 y 5.5 Kb.

II.4.8 .- Determinación de las condiciones de fugacidad de oxígeno.

Mediante este método y en base a las relaciones FM de las biotitas, podemos calcular las condiciones de fugacidad de oxígeno así como la temperatura de cristalización de la roca. Para esta determinación utilizamos el gráfico de WONES y EUGSTER (1965) que está diseñado para una presión de 2070 bares (Fig. 22).

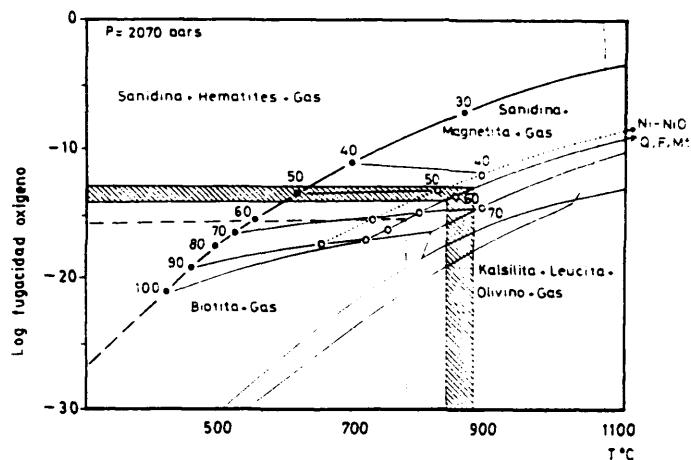


Figura 22: Gráfico de WONES y EUGSTER (1965) para determinar las condiciones de fugacidad de oxígeno en función de las relaciones FM de las biotitas y de diferentes tampones. Zona sombreada corresponde al campo que ocupan las relaciones FM de las biotitas de Argés - Guadamur y Layos. La línea representa esta misma relación para las biotitas de los leucogranitos.

Se ha considerado el tampón $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{Fe}_3\text{O}_4$, puesto que la composición de las biotitas quedaba proyectada por debajo del mismo.

Los valores FM que se han tomado son los de las biotitas de las cuarzodioritas, que son próximos a 0.50 y los de todas las demás rocas que están incluidos entre ese valor y 0.65. De esta forma se obtienen unas temperaturas entre unos 850° C y 900° C y unos log. de fugacidad de oxígeno entre -13 y -14.

Se ha proyectado también la relación FM de un leucogranito que es de 0.74, para la que corresponden unas temperaturas de aproximadamente 780°C y unos log. de fugacidad de oxígeno de -16.

Los valores de fugacidades de oxígeno son muy bajos lo cual indica que las rocas graníticas de Argés-Guadamur se formaron en condiciones reductoras. Las temperaturas que se obtienen por este método entran dentro del rango de las calculadas por el par granate - biotita

II.4.9 .- Conclusiones sobre las condiciones de presión - temperatura de recrystalización metamórfica de los granitoides.

A partir de los datos obtenidos en función de los distintos geotermómetros y geobarómetros aplicados, podemos establecer unas pautas de evolución para los granitoides de la Unidad Migmatítica. Hay que tener en cuenta que todas las temperaturas obtenidas con los distintos grupos rocosos se sitúan en torno a los 800°C-900°C y las presiones entre 4 y 6 Kb. Estos valores coinciden con los del pico metamórfico del área, por tanto lo que se obtiene son las condiciones de recrystalización metamórfica de los minerales de las rocas graníticas, pues su emplazamiento debió ser sincrónico o algo previo a la

etapa de migmatización del área, por lo que parte de su historia ígnea ha quedado borrada.

En la figura 23 se han representado los campos de estabilidad de la biotita según los datos de LE BRETON y THOMPSON (1988), ya que parte de este mineral se ha debido consumir mediante la siguiente reacción: biotita + plagioclasa + silicato aluminico + cuarzo = granate (+ cordierita) + feldespato potásico + fundido. Hay que indicar que un alto contenido en Ti en la biotita, hace que la estabilidad térmica de esta aumente, por tanto la curva de estabilidad de la biotita podría estar desplazada, en nuestro caso, hacia sectores de mayor temperatura. En la figura 23 también están representados los campos de estabilidad de la moscovita, así como los del granate y cordierita para las relaciones FM indicadas (HOLDAWAY y LEE, 1977) y los campos de estabilidad de los silicatos aluminicos según RICHARDSON et al (1969).

Cada uno de los cuadrados de la figura corresponde a unas condiciones de presión - temperatura para cada una de las rocas estudiadas en función de los distintos pares minerales. Así los cuadrados 1, 2 y 3 corresponden a campos P - T determinados mediante los pares granate-plagioclasa y granate - biotita (1 = tonalita, 2 = adamellita no porfídica, 3 = adamellita porfídica), dentro del cuadrado 2 queda la relación FM del granate de estas rocas.

El cuadrado 4 representa las condiciones P - T determinadas mediante plagioclasa - feldespato potásico y plagioclasa - moscovita. Dentro de él quedan todos los valores calculados para las distintas rocas de este sector de la U.M.

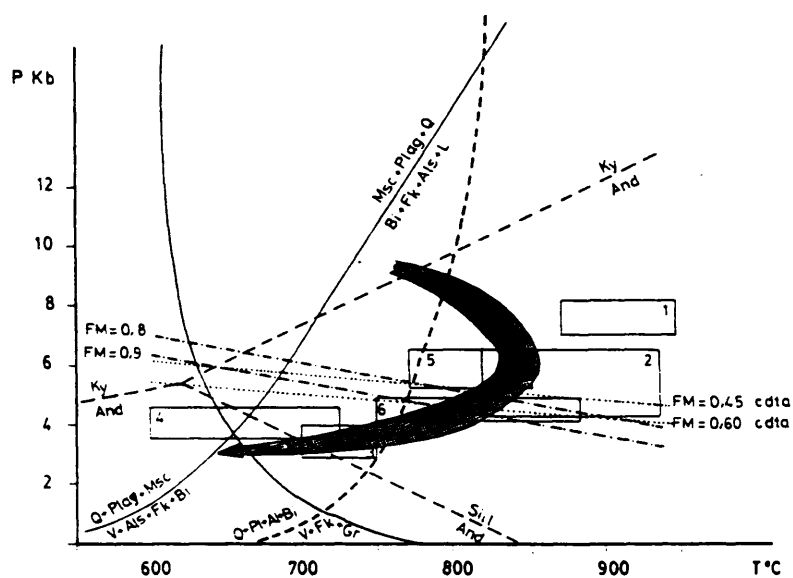


Figura 23: Gráfico de la evolución de las condiciones P - T de los granitoides de la Unidad Migmatítica. Las curvas de estabilidad de minerales han sido tomadas de LE BRETON y THOMPSON (1988). Las relaciones de fase de SiO_2Al_2 son de RICHARDSON et al (1965). Las relaciones FM de granate y cordierita de HOLDAWAY y LEE (1977). Cada uno de los cuadrados representa las condiciones de estabilidad P - T en función de distintos pares minerales: Granate - biotita-plagioclasa (1: tonalita; 2: adamellita no porfidica; 3: adamellita porfidica; 5 : leucogranito). Plagioclasa - feldespato potásico (4: valores para todos los granitoides de la Unidad Migmatítica). Granate cordierita (6: leucogranito).

Por último los cuadrados 5 y 6 corresponden a campos P - T calculados para leucogranitos, el 5 está realizado en función del par granate - plagioclasa y granate - biotita, en él queda la relación FM tanto del granate como de la cordierita que contienen estas rocas. El número 6 se ha realizado en función de los valores P - T que se obtienen a partir del par granate - cordierita, quedando en él la relación FM de las cordieritas de la roca, y también la del granate, que es de 0.87 y por tanto estaría muy próxima a la de 0.90.

En la misma figura se ha trazado también una pauta posible de la evolución metamórfica del sector de Guajaraz, donde se observa que el máximo del proceso metamórfico, coincidiría con la zona media de las condiciones P - T de los ferromagnesianos de estas rocas, que se encuentra a unos 850°C y unos 5 - 6 Kb., confirmando así un reequilibrio mineral con esta etapa del clímax metamórfico.

El metamorfismo evolucionaría desde campos de estabilidad de distena, ya que este mineral aparece en el encajante metamórfico, y no debe superar en mucho las presiones de 9 - 10 Kb., como ponen de manifiesto BARBERO y VILLASECA (1988), al estudiar rocas básicas de este área. Todo este sector cortical evolucionaría hacia campos de menor presión y mayor temperatura hacia unos 5 - 6 Kb. y 800°C a 850°C, en el lado derecho de la curva de destrucción de biotita y dentro del campo de estabilidad de sillimanita, donde las pautas metamórficas enlazarían con las de emplazamiento ígneo, que serían de carácter más o menos isobárico, para proseguir con pautas de enfriamiento hacia unos 750°C - 700°C y unos 3 - 4 Kb. de presión, donde los granitoides entrarían claramente ya en el campo de

condiciones subsólidas (fin de la anatexia del sector) ya que consideramos que el área se encontraba en condiciones deficitarias de H_2O , por lo que la curva de solidus del granito estaría desplazada hacia campos de mayor temperatura.

La migmatización del área 'causante de la formación de los leucogranitos debió producirse, pues, en las condiciones del pico metamórfico, es decir entre 4 y 6 Kb. y a unas temperaturas de $800^{\circ}C$ - $850^{\circ}C$.

Las rocas de la asociación de Argés - Guadamur no han debido superar temperaturas de $850^{\circ}C$ para las presiones estimadas de 5 - 6 Kb., ya que sino tendrían ortopiroxeno, el cual en esas condiciones comienza a ser estable, (CLEMENS y WALL, 1981) y la presencia de ortopiroxeno es muy escasa, ya que solo se ha encontrado en unas cuarzodioritas y otras rocas básicas del sector (BARBERO, 1989).

Por lo que se refiere a las granodioritas cordieríticas de Layos, y teniendo en cuenta la relación FM de sus cordieritas (0.46), debieron formarse en unas condiciones próximas al pico metamórfico, pues también tienen los ferromagnesianos reequilibrados, es decir que debieron formarse a unos $800^{\circ}C$ - $850^{\circ}C$ y unos 5 kb. de presión.

En resumen que todas las rocas graníticas de la U.M. una vez formadas y durante su proceso de emplazamiento sufrieron un reequilibrio mineral durante el metamorfismo del sector, lo cual está avalado no solo por los datos de P - T que se obtienen para sus fases ferromagnesianas, si no también por el carácter sintéctónico de las mismas.

II.5 .- GEOQUIMICA.

II.5.1 .- Clasificaciones químicas.

En la tabla III.1 están los resultados de los análisis de los elementos mayores, traza y norma C.I.P.W. de las muestras analizadas, que se distribuyen de la siguiente forma: Granitoides de Argés - Guadamur, 4 tonalitas, 2 granodioritas, 1 adamellita no porfídica y 4 adamellitas porfídicas; 5 granodioritas de Layos y 8 leucogranitos.

En los granitoides de Argés - Guadamur el cuarzo normativo aumenta con el grado de evolución de las rocas, siendo por tanto bajo en las tonalitas y aumenta progresivamente hacia las adamellitas.

Los altos porcentajes en ortosa normativa de las tonalitas no se reflejan en la mineralogía de estas rocas, ya que contienen muy poco feldespato potásico. Ello es debido a que en la norma C.I.P.W. no se calculan minerales hidratados y la mayor parte del potasio de estas rocas se encuentra en la biotita y no en el feldespato.

Otro rasgo característico de estas rocas es que todas ellas presentan corindón normativo, superando este el 1.5%, lo cual indica exceso en aluminio que se refleja en su mineralogía, ya que las biotitas de esta asociación son ricas en este elemento y además aparecen otros minerales aluminicos como granate y cordierita.

Las granodioritas de Layos son ricas en cuarzo normativo, todas ellas contienen más del 25%, sus contenidos en ortosa normativa son moderados o ligeramente bajos,

evidenciando así su bajo contenido modal en feldespato potásico e intermedio en biotita.

Llama la atención su alto contenido en corindón normativo (6.75% de valor medio) que evidencia su alto contenido en Al_2O_3 , el cual se refleja en el alto porcentaje de cordierita modal que presentan estas rocas. Estos altos contenidos en corindón normativo no son muy frecuentes en rocas ígneas, sin embargo rocas con características químicas similares a estas de Layos han sido citadas en la bibliografía, como son los granitoides de tipo S del batolito de Kosciusko en Australia (HINE et al, 1978), los granitoides peraluminicos de New Hampshire, U.S.A. (CLARK y LYONS, 1986) y dentro del macizo Hespérico son similares a las granodioritas cordieríticas que afloran en los terrenos migmatíticos del área de Béjar (UGIDOS, 1973) y a las que se encuentran en Puente del Arzobispo, también asociadas a terrenos migmatíticos (ANDONAEGUI y BARRERA, 1984). Estas dos últimas áreas, además, se encuentran próximas geográficamente a la Unidad Migmatítica de Toledo.

Por último los leucogranitos también presentan altos contenidos en cuarzo normativo, sí como en ortosa y en albita normativas. Comparando los contenidos de albita y anortita normativas, vemos que esta última es muy baja, por lo que las plagioclasas deben ser fundamentalmente albiticas, estando parte de esta albita contenida también en el feldespato potásico.

El contenido en hyperstena normativa es muy bajo, coincidiendo con el bajo porcentaje modal de biotita que presentan estos leucogranitos. Todos ellos contienen corindón normativo, expresándose este exceso de aluminio en la presencia de granate y cordierita.

A partir de los valores normativos se proyectaron estos análisis en el diagrama de clasificación

de STRECKEISEN y LEMAITRE (1979) (Fig. 24) comprobándose que no hay mucha correspondencia con la clasificación modal, ya que todos los análisis quedan desplazados hacia campos más ricos en ortosa. No obstante las rocas de Argés-Guadamur siguen marcando una asociación de términos básicos a ácidos, únicamente que las tonalitas se han desplazado al campo de las cuarzomonzodioritas, por su bajo contenido en cuarzo normativo y relativamente alto en ortosa. Las adamellitas siguen quedando en el campo de estas rocas, salvo dos muestras que pasan al campo de los granitos, por sus elevados contenidos en ortosa normativa.

Las granodioritas de Layos aquí se proyectan en el campo de las adamellitas, con los valores más altos en cuarzo normativo y dentro de un sector muy restringido, en lo que se refiere al parámetro ANOR. Esto indica que las rocas de Layos son bastante homogéneas en lo que se refiere a su contenido en minerales normativos y por tanto, en cuanto a composición química.

Los leucogranitos, salvo uno, quedan proyectados dentro de los campos de granitos y granitos de feldespato alcalino. Uno de los análisis queda dentro del campo de las adamellitas con valores altos del parámetro Q' y moderados en cuanto al parámetro ANOR, ello se debe al bajo contenido en ortosa normativa de esta muestra, que puede estar condicionado por el alto contenido en granate de la misma.

En el diagrama álcalis total/SiO₂ (Fig. 25) la asociación de Argés - Guadamur queda próxima, pero por debajo de la línea que marca el límite de las asociaciones graníticas potásicas, proyectándose ligeramente por encima del campo de las asociaciones calcoalcalinas, definido por AUTRAN y LAMEYRE (1980), es decir que su contenido en

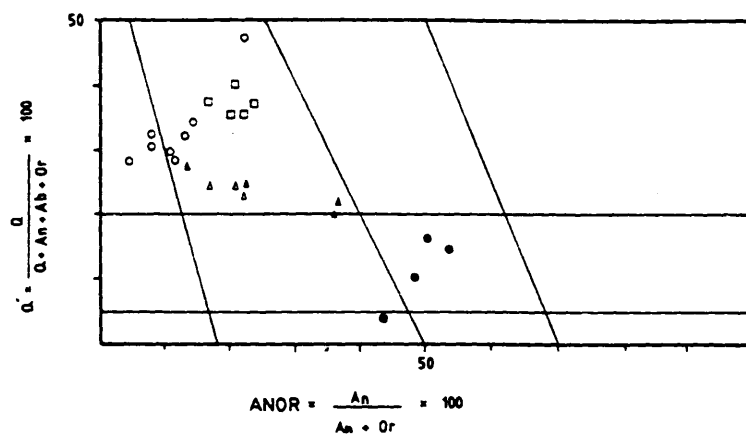


Figura 24: Clasificación en función de minerales normativos (STRECKEISEN y LEMAITRE, 1979) de los granitoides de la Unidad Migmatítica. Puntos: tonalitas; Triángulos negros adamellitas no porfídicas; Triángulos blancos: adamellitas porfídicas; Cuadrados: granodioritas de Leyos; Círculos: leucogranitos.

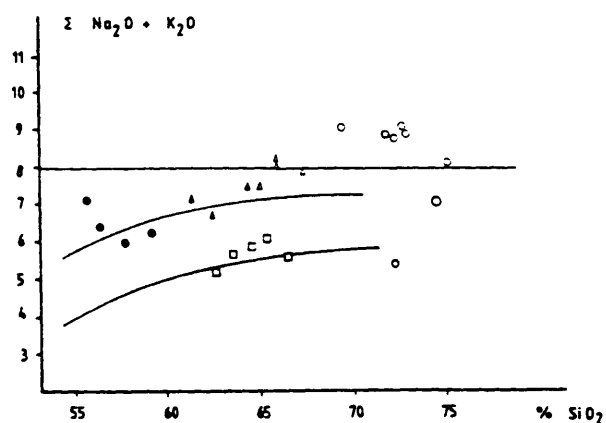


Figura 25: Diagrama $Na_2O + K_2O / SiO_2$ propuesto por LANEYRE y AUTRAN (1980) en el que diferencian las series calcoalcalinas crógenicas de las series subalcalinas potásicas (rocas con $Na_2O + K_2O$ mayor de 8). Se ha utilizado la misma simbología que en la figura anterior.

álcalis es ligeramente elevado, por lo que la podríamos definir como una serie calcoalcalina de tendencia potásica.

Las granodioritas de Layos quedan en el límite de las asociaciones calcoalcalinas, claramente separadas del grupo granítico anterior, con valores más bajos de álcalis como consecuencia de su menor contenido en potasio.

Los leucogranitos, salvo dos muestras, quedan por encima de la línea potásica, es decir que estas rocas serían subalcalinas de tendencia potásica. La mayoría de estas muestras presentan un contenido total en álcalis similar.

En este diagrama se ve como cada uno de los grupos graníticos se proyecta en un sector y tiene unas características peculiares no encontrándose entre ellos relaciones que apunten hacia un posible cogenitismo.

Dado el carácter peraluminico de estas rocas, hemos considerado interesante clasificarlas según los distintos diagramas de DEBON y LEFORT (1983), los cuales nos permitirán establecer las posibles diferencias entre cada uno de estos grupos graníticos.

Diagrama de minerales característicos A - B.

En el se tiene en cuenta el exceso de aluminio ($A = Al - (K + Na + 2Ca)$) y el contenido en minerales ferromagnesianos ($B = Fe + Mg + Ti$).

Todas las rocas graníticas de la U.M. se proyectan en distintos campos del dominio peraluminico (Fig. 26), o lo que es lo mismo presentan valores diferentes para el parámetro A.

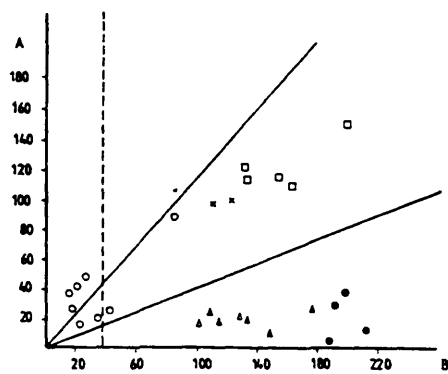


Figura 26: Diagrama de minerales característicos A - B para rocas aluminicas de DEBOM y LEFORT (1983). Se han incluido dos análisis (aspas) de las granodioritas cordieriticas del plutón de Puente del Arzobispo.

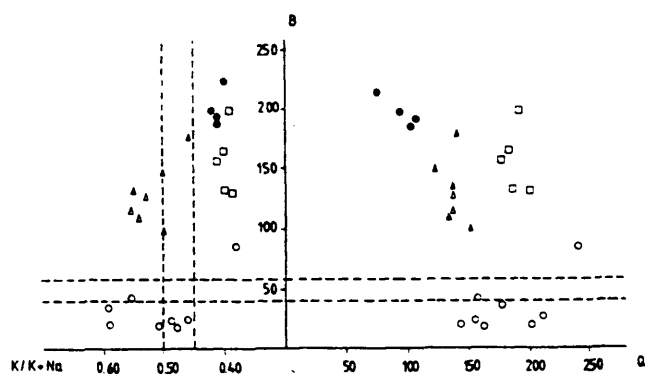


Figura 27: Diagrama de clasificación de asociaciones aluminicas B - $K / (K + Na)$ de DEBOM y LEFORT (1983).

Los granitoides de Argés - Guadamur quedan en el campo III, que corresponde a rocas en las que la biotita es la principal fase ferromagnesiada. El valor de A es moderado y el de B disminuye a medida que la roca es más evolucionada, por lo que en su conjunto definen una recta de pendiente ligeramente positiva subparalela, en campos menos aluminicos, a los de los granitoides de tipo S'australianos (DEBON y LEFORT, op. cit.), presentando además términos más básicos que los australianos.

Las granodioritas de Layos se proyectan dentro del campo II de rocas con mayor contenido en biotita que en moscovita. El rasgo más llamativo de estas rocas es el alto grado de peraluminicidad que presentan (varia entre 110 y 150), siendo los valores de B relativamente altos (entre 110 y 200). Estos altos valores son "normales" si tenemos en cuenta que como minerales principales de estas rocas se encuentran cordierita y biotita, que serían los responsables de estos altos contenidos tanto en A como en B.

Se han proyectado también, como elemento de comparación, las granodioritas cordieríticas de Puente del Arzobispo (ANDONAEGUI y BARRERA, 1984) ya que sus características geoquímicas y petrográficas son muy similares a las de Layos, estas quedan muy próximas a las de Layos también con altos valores del parámetro A y algo más bajos de B.

Los leucogranitos se sitúan en el campo de rocas hololeucocratas definido por los autores del diagrama, con valores muy bajos de B y moderados de A, salvo la muestra que contiene más granate que queda en campos con mayor contenido en minerales oscuros y mayor grado de aluminicidad. La pauta que presentan estos leucogranitos es

similar a la que presentan los granitos del plutón de Manaslu.

De este diagrama se puede deducir que cada uno de los grupos graníticos estudiados tiene unas características propias, por lo que se proyectan en campos bien diferenciados y no pareciendo existir entre ellos relación genética.

Diagrama Q - B - (K/K + Na).

Una vez que el diagrama anterior nos ha permitido clasificar a todas estas rocas como aluminicas, este diagrama nos permite ahora clasificar estas asociaciones aluminicas en subtipos, en función del contenido en minerales oscuros y la relación entre álcalis.

La asociación de Argés - Guadamur (Fig. 27) es mesocrata con tendencia sílico - potásica ya que a medida que disminuye el parámetro B, aumentan Q y K/K + Na. Es interesante destacar que las tonalitas quedan dentro de las asociaciones sódicas, indicando así que su relación entre los álcalis es baja, mientras que las adamellititas pasan de las asociaciones sódicas a las potásicas a medida que aumenta el contenido en Q y por tanto la cantidad de potasio en la roca.

Las granodioritas de Layos forman una asociación mesocrata de tendencia sódica, en la que varia muy poco el contenido en cuarzo, quedando todas ellas en el campo sódico.

Por último los leucogranitos definen una asociación leucocrática de tendencia potásica con pendientes distintas a las que presentan los granitoides de Argés-Guadamur.

Diagrama Q - B - F.

Este diagrama permite clasificar, a partir del contenido en cuarzo (Q), feldespatos (F) y minerales oscuros (B), las muestras en cuanto a tipos rocosos.

Nuevamente en este diagrama cada uno de los conjuntos rocosos estudiados se proyecta en sectores diferentes (Fig. 28). Los granitoides de Argés - Guadamur se sitúan sobre la "línea crítica" definida por los autores del diagrama, que separa las asociaciones ricas en cuarzo de las pobres en cuarzo, quedando las rocas de Argés - Guadamur en el campo de las normales en cuarzo, y según esta clasificación, solo presentarían términos básicos ya que todos los análisis quedan entre cuarzodioritas y granodioritas, definiendo por tanto una estrecha pauta evolutiva en la que no aparecen términos diferenciados, como sería normal en las asociaciones tipo de estas características (por ejemplo el plutón de Guèret).

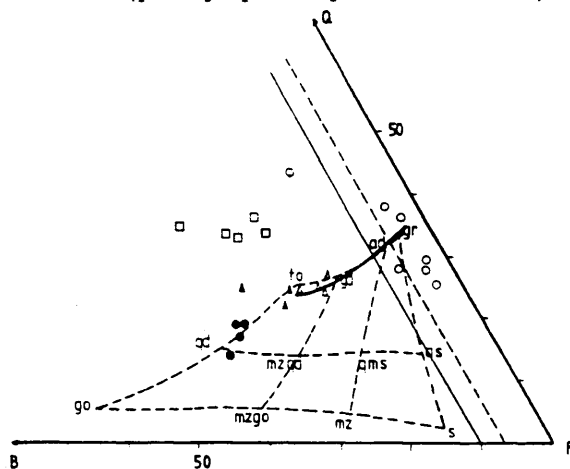


Figura 28: Diagrama de clasificación de tipos rocosos Q - B - F de DEBON y LEFORT (1983).

Las granodioritas de Layos quedan fuera de cualquier asociación definida por estos autores, ya que se sitúan en sectores de rocas muy ricas en cuarzo, con valores medios en cuanto a feldespatos y minerales oscuros.

Los leucogranitos se proyectan próximos a la composición de los granitos en el sector de rocas leucocráticas, por tanto serían similares a asociaciones pobres en cuarzo y ricas en feldespato (por ejemplo granitos de Manaslu).

II.5.2 .- Análisis de la variabilidad geoquímica.

II.5.2.1 .- Elementos mayores.

En los diagramas binarios SiO_2 /óxidos (diagramas de HARKER) los leucogranitos quedan claramente separados de los otros conjuntos graníticos de la U.M., pues sus pautas de variación son distintas (Fig. 29) y en algunos elementos también quedan claramente separadas las granodioritas de Layos de los granitoides de Argés-Guadamur.

En estos últimos se aprecia una clara disminución de Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO y TiO_2 a medida que aumenta el contenido en SiO_2 , disminuyendo también, aunque en menor grado, P_2O_5 y MnO.

La disminución de Al_2O_3 , FeO, MgO y MnO puede ser debida a que el contenido en biotita de estas rocas va disminuyendo a medida que estas son más evolucionadas y aunque en los términos mas ricos en SiO_2 aparece cordierita

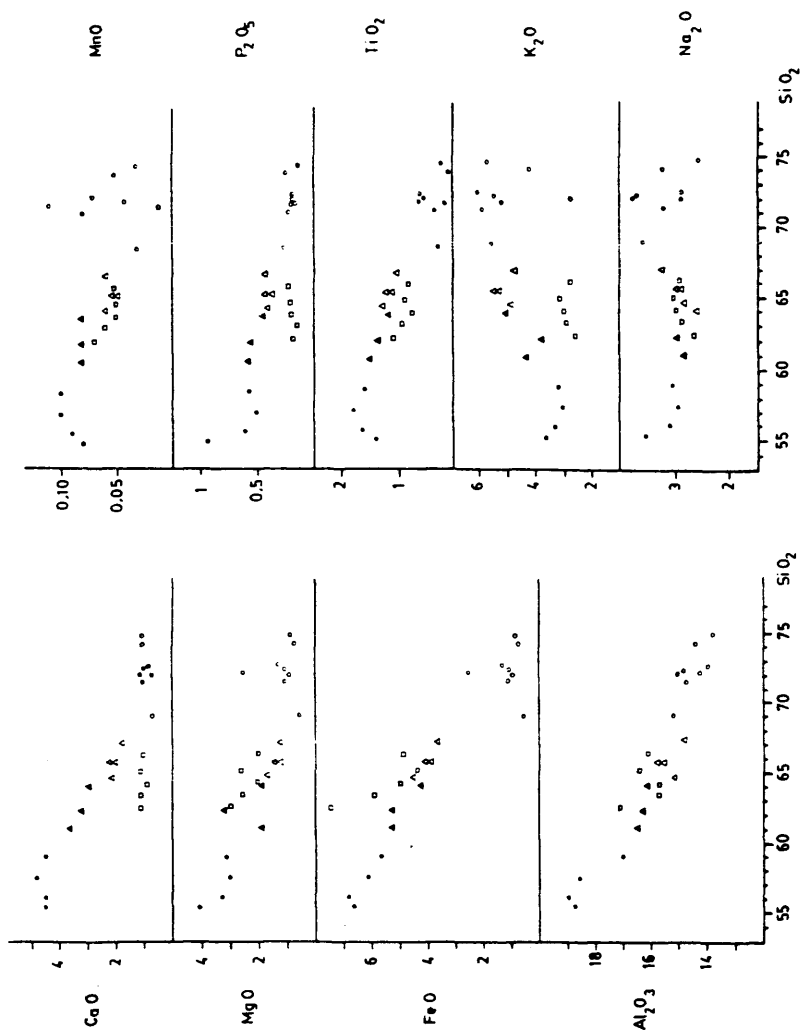


Figura 29: Diagramas binarios SiO_2 / óxidos de los granitoides de la Unidad Migmatítica.

esta no se encuentra en los porcentajes suficientemente altos como para mantener la proporción de estos elementos.

El CaO presenta una fuerte disminución con el aumento de SiO₂, lo cual es coherente con las composiciones que presentan las plagioclasas, ya que esta van disminuyendo en CaO a medida que la roca es más ácida (su composición varía entre andesina y oligoclasa) y además también disminuye su proporción en la roca.

TiO₂ y P₂O₅ también disminuyen como consecuencia de que la cantidad de accesorios va siendo menor en las rocas más evolucionadas.

El contenido en Na₂O es más o menos constante en todos estos tipos rocosos. No sucede lo mismo con el K₂O, que presenta correlación positiva con la sílice, lo que se refleja en la mineralogía de la roca ya que la cantidad de feldespato potásico va aumentando a medida que aumenta el contenido de cuarzo en la roca.

Las granodioritas de Layos se sitúan en un rango estrecho de contenido en SiO₂, con disminución de Al₂O₃, FeO, MgO y MnO a medida que aumenta aquel (Fig. 29). La variación en Al₂O₃ no es muy fuerte, con mayores contenidos en este óxido en aquellas rocas que presentan mayor proporción de biotita.

FeO y MgO varían con mayor intensidad a medida que la roca es algo más diferenciada, lo cual también puede ser atribuido a la menor cantidad de biotita en la roca, disminuyendo el MnO ligeramente.

Por lo que se refiere al contenido en CaO este es muy bajo, manteniéndose prácticamente constante en todas las muestras analizadas. Estos bajos contenidos en CaO se correlacionan con la composición de las plagioclasas (oligoclasas). En este óxido, las granodioritas de Layos

quedan claramente separadas de los granitos de Argés-Guadamur, con los que no deben guardar relación genética.

El Na_2O presenta un ligero aumento a medida que aumenta la sílice, pero manteniéndose más o menos constante (varia entre 2.5% y 3%). El K_2O presenta una pauta parecida a la del Na_2O , pero se mantiene dentro de un rango de valores bajos (entre 2.5% y 3%), quedando también todos estos análisis separados de los de Argés - Guadamur. Los bajos contenidos en este óxido condicionan la escasez de feldespato potásico en estas rocas.

Por último el TiO_2 presenta ligera correlación negativa con SiO_2 y el P_2O_5 apenas presenta variación. Estos dos elementos están en menor proporción que en las rocas de Argés - Guadamur.

Los leucogranitos presentan altos contenidos en SiO_2 (entre 69% y 75%) aunque su rango de variación no es muy amplio. En general no presentan una pautas definidas de variación, ya que tienden a proyectarse en nubes más o menos dispersas (Fig. 29). No obstante se puede apreciar que Al_2O_3 y Na_2O tienden a disminuir con el aumento de SiO_2 .

FeO y MgO se mantienen constantes y en baja proporción salvo la muestra que contiene más granate, mientras que el MnO presenta una fuerte dispersión.

El CaO apenas varia y está en baja proporción, manifestando así el carácter de oligoclasas de las plagioclasas. El K_2O presenta fuerte dispersión, con valores en general altos.

Por último TiO_2 y P_2O_5 tampoco presentan variaciones importantes, con bajos contenidos, por lo que estas rocas son escasas en minerales accesorios.

II.5.2.2 .- Elementos traza.

Como características más generales dentro de estos elementos, cabe destacar el alto contenido en Ba de todas las muestras analizadas; Rb y Sr presentan valores muy próximos entre sí, aunque de forma general el contenido en Sr suele ser mayor que el de Rb, incluso en los leucogranitos. También es algo elevado el contenido en Zr de estas rocas.

De los diagramas lineales SiO_2 /elemento (Fig. 30) se deduce que solamente hay dos elementos que presentan correlación negativa con la sílice, es decir tienen carácter compatible, y son Ba y Sr. Este carácter compatible se aprecia bien en las granitoides de Argés - Guadamur ya que en las granodioritas de Layos apenas hay variación y en los leucogranitos definen una nube sin claras pautas evolutivas. Elementos de carácter incompatible, es decir de correlación negativa con la sílice, son : Rb, La, Ni, Th, Zr e Y. El resto de los elementos traza (Ce, Cr, Ga y Nb) no presentan una clara pauta de correlación con la sílice.

En la asociación de Argés - Guadamur la alta concentración de Ba y su disminución con la sílice debe estar condicionada por la presencia de biotita, ya que este mineral presenta un alto coeficiente de distribución para este elemento, por tanto a medida que se fuera efectuando la cristalización de este mineral los líquidos se irían empobreciendo en Ba.

Por otro lado en las adamellititas porfídicas se mantienen las concentraciones de Ba y ello puede ser debido a que este elemento también se puede alojar en la red de los feldespatos potásicos (el coeficiente de distribución también es elevado) y de ahí que se mantengan las

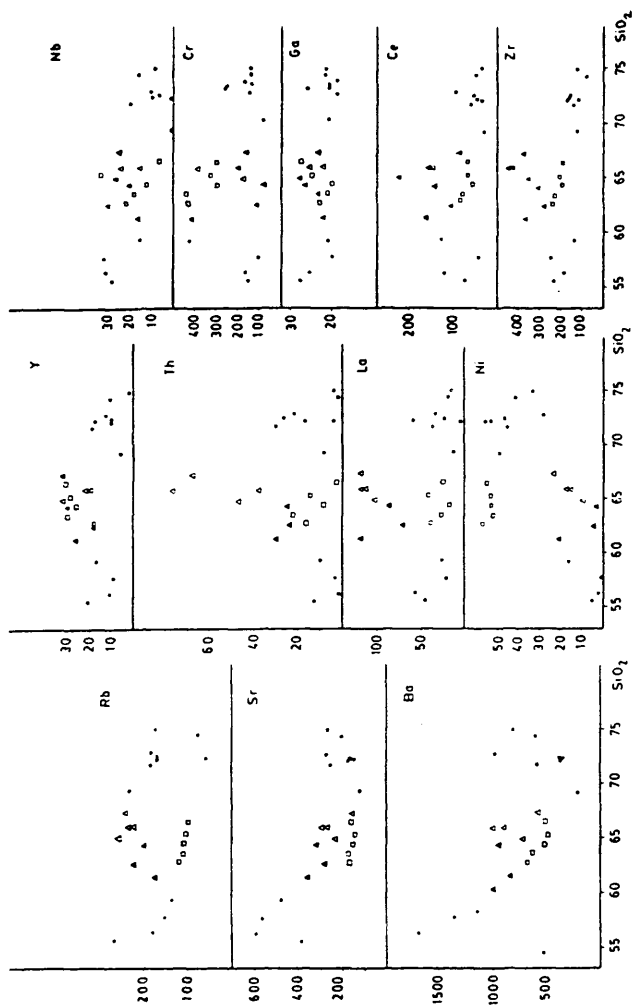


Figura 30: Diagramas binarios SiO_2 / elementos traza de los granitoides de la Unidad Migmatítica.

concentraciones relativamente altas, pues este mineral se encuentra acumulado en estas rocas.

La disminución de Sr debe estar condicionada por la cristalización de plagioclasa, que empobrece en este elemento a los líquidos finales.

Dentro de los elementos de carácter incompatible, el Rb debe estar controlado por el feldespato potásico, pues es el mineral que presenta mayor coeficiente de reparto para este elemento. Las adamellitas porfídicas son las que mayor concentración de Rb tienen ya que en ellas se acumula el feldespato.

El Ni lo suponemos controlado por los minerales ferromagnesianos que contienen estas rocas, ya que es a estos elementos a los que puede sustituir, y debe encontrarse alojado tanto en biotita como en grante, justificando la presencia de este último la mayor concentración de Ni en las adamellitas.

Por lo que se refiere a La, Th, Zr e Y, deben de estar formando parte de los minerales accesorios y por tanto controlados por ellos. El contenido relativamente alto de Th en las adamellitas porfídicas puede ser debido, por un lado a que en ellas hay mayor cantidad de accesorios (circón y probablemente xenotima), como por la presencia de granate que también tiene un alto coeficiente de reparto para este elemento.

También forman parte de los minerales accesorios Ce y Ga, el primero del apatito por lo que su mayor o menor concentración estará condicionada por la abundancia del mismo en la roca, y el segundo sobre todo se encuentra en la magnetita, dado que las rocas graníticas de Argés - Guadamur contienen ilmenita, las concentraciones en Ga son muy bajas y apenas varían.



Por último Cr y Nb entran en la red de los ferromagnesianos, en nuestro caso dentro de la biotita, y el Cr además podría encontrarse en el grante y la cordierita.

Las granodioritas de Layos presentan muy poca variación de los elementos traza con respecto a la sílice, no apreciándose apenas el carácter compatible o incompatible de estos elementos, lo cual podría indicar que no ha habido un proceso de cristalización fraccionada en estas rocas. De todos estos elementos cabe destacar que la cantidad de Rb y Sr es relativamente baja y muy parecida para todas las muestras analizadas.

Los valores relativamente altos de Ni y Cr pueden estar condicionados por la alta proporción de biotita, en el caso del Ni, y por la alta proporción de cordierita en el caso del Cr.

El resto de los elementos que están controlados por accesorios presentan baja concentración, pues estas rocas apenas contienen minerales de este tipo.

Por último en los leucogranitos el contenido en Ba es variable pero relativamente alto. Estas variaciones las suponemos relacionadas con la composición del protolito del que proceden. El protolito más probable sería de composición metasedimentaria, como se observa en las migmatitas del sector, y estos tipos rocosos suelen ser ricos en Ba y algo menos en Rb y Sr. Suponemos que cada macizo de leucogranitos puede proceder de la fusión de niveles algo diferentes, esto justificaría la variación que se observa tanto en este como en otros elementos.

También las variaciones pueden ser debidas a la mayor o menor cantidad de biotita que esté participando en el proceso de fusión que genera estas rocas. Incluso en

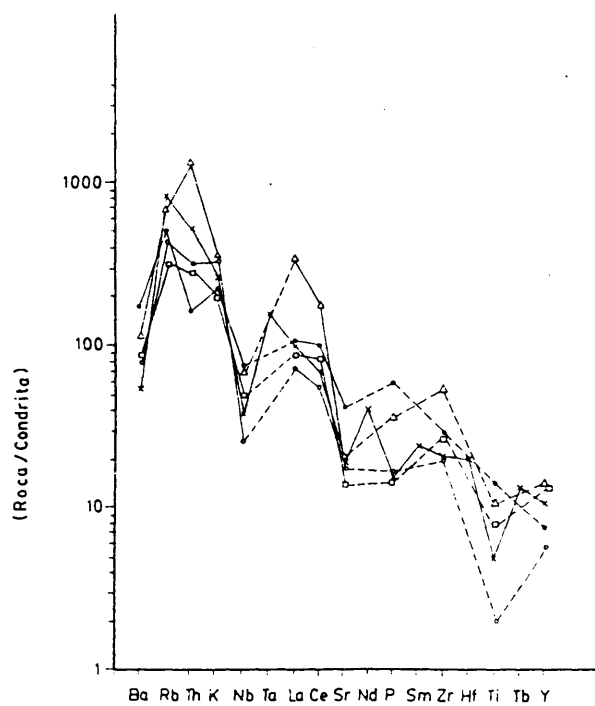
el caso extremo de una alta tasa de fusión de biotita (por ejemplo de un 40%) solo haría disminuir hasta una tercera parte la cantidad inicial de Ba en el líquido. Es decir que siempre encontraríamos concentraciones altas de este elemento.

La concentración de Sr es alta para rocas de carácter leucocrático y ello puede estar relacionado con el mismo proceso de fusión expuesto, y en este caso también las variaciones en los porcentajes de participación de biotita y plagioclasa en la fusión serían los responsables de un aumento o disminución de Sr en el líquido.

Por el contrario la concentración de Rb es baja para granitos leucocráticos, la causa sería la misma: al ser fundidos mínimos no ha habido un proceso de cristalización fraccionada que pudiera acumular Rb, o bien que la fuente de la que proceden no fuera muy rica en este elemento.

Del resto de los elementos traza podemos destacar las concentraciones relativamente altas de Ni y Cr, los cuales deben encontrarse tanto en granate como en cordierita, pues son estos los dos minerales ferromagnesianos que se encuentran en mayor abundancia en estas rocas.

Se ha realizado un aracnigrama (Fig. 31), con los valores medios, normalizados a la condrita de THOMPSON et al (1984), en la que se representan distintos elementos menores y trazas. En este diagrama se aprecian las diferencias que existen entre los distintos grupos de granitoides de la U.M..



- Tonalita
- △ Adamellita portidica
- ◻ Granodiorita de Layos
- Leucogranito
- * Granodiorita EU-121

Figura 31: Arachnogram de los valores medios de distintos elementos mayores y trazas, normalizados al valor de la condrita propuesta por THOMPSON et al (1984). Los valores de las rocas de la Unidad migmatítica se comparan con el de la granodiorita EU - 121, que corresponde a un granito de tipo - S.

En primer lugar podemos destacar que todas estas rocas presentan una concentración relativamente elevada en estos elementos con respecto a la condrita, lo cual nos indica que estas rocas son evolucionadas, o bien que los magmas de los que proceden son de origen cortical. Dentro de estas rocas de la U.M., las de Layos y los leucogranitos son los que menor concentración de estos elementos presentan.

En los granitoides de Argés - Guadamur se aprecia un empobrecimiento, en los términos más evolucionados, de Ba y Sr, los cuales como ya hemos indicado pueden deberse a la cristalización de plagioclasa, mientras que se registra un aumento proporcional de Rb y K, posiblemente como consecuencia de la cristalización tardía y acumulación de fenocristales de feldespato potásico en las adamellitas. Disminuyen en este mismo sentido P y Ti, condicionados, con toda probabilidad, por la cristalización de apatito y óxidos de Fe y Ti.

Las granodioritas de Layos son las que presentan mayor empobrecimiento en Rb, K y Sr debido a la pequeña cantidad, relativa, de feldespato que contienen.

En los leucogranitos lo que tal vez llama más la atención, es el bajo contenido en Ti que presentan, lo cual no es extraño ya que contienen una baja proporción de óxidos de Fe y Ti.

Todos estos granitoides de la U.M. presentan un cierto empobrecimiento en Nb, normal en granitos de tipo S, con los que estas rocas presentan afinidad. El conjunto del arcanograma es también similar al que presentan los granitos de esta tipología, aunque hay algunas diferencias. En la figura 31 se ha representado la granodiorita EU - 121 que es de tipo S (los datos de la misma se encuentran en

THOMPSON et al, 1984), comparando esta roca con las de la U.M., estas presentan un mayor enriquecimiento en elementos de alto potencial iónico. En los granitoides de Argés-Guadamur además llama la atención sus altos contenidos en Th y La. En conjunto estas rocas están menos fraccionadas que la granodiorita EU -121.

Por el contrario tanto las granodioritas de Layos como los leucogranitos presentan unos arcnigramas más parecidos a los de la granodiorita EU - 121.

Diagramas entre elementos traza.

Se han realizado algunos de estos diagramas para intentar determinar el tipo de proceso ígneo que han sufrido estas rocas y la posible relación entre ellas.

El principal problema al aplicar estos diagramas es el carácter medianamente compatible de la mayoría de los elementos traza. Se han elegido el Ba y el Sr que son los que presentan un carácter más compatible, y el Rb que es medianamente incompatible, al menos en la asociación de Argés - Guadamur.

Enfrentando en un diagrama logarítmico Sr frente a Ba (Fig. 32), se pone de manifiesto que las granodioritas y adamellitas de Argés - Guadamur presentan una pauta de rocas que han evolucionado mediante un proceso de cristalización fraccionada a partir de un líquido más básico que ellas. Este líquido podría haber sido el de algún tipo tonalítico, ya que la pauta de estas rocas intermedias enlaza con las tonalitas. Sin embargo no está claro que las tonalitas sean el líquido más básico del que proceden granodioritas y adamellitas, ya que en este mismo diagrama una de las tonalitas queda alejada del resto, por lo que

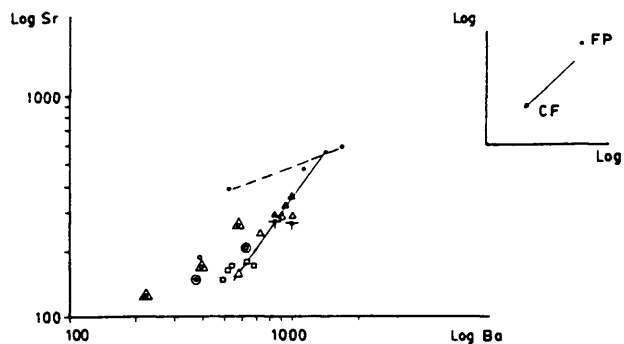


Figura 32: Diagrama bilogarítmico Sr - Ba de los granitoides de la Unidad Migmatítica. Se han trazado las posibles pautas de evolución mediante cristalización fraccionada de tonalitas y adamellitas de Argés - Guadamur. Todas las muestras de Layos quedan próximas entre sí, lo cual podría indicar un proceso de fusión parcial. Simbología de leucogranitos: círculos dentro de triángulos; afloramiento de Cervatos; círculos dentro de círculos; afloramiento de Santa Catalina; círculos con cruces: afloramiento cerrado del embalse de Guajaráz.

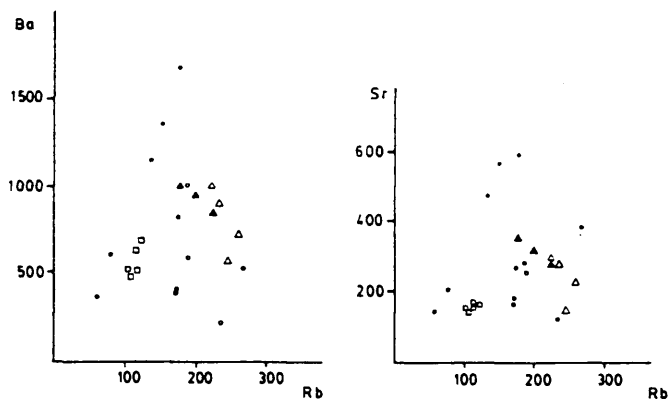


Figura 33: Diagrama Ba - Rb, en el que no aparece una clara alineación entre las rocas de Argés - Guadamur. Las granodioritas de Layos quedan nuevamente próximas entre sí y los leucogranitos dispersos.

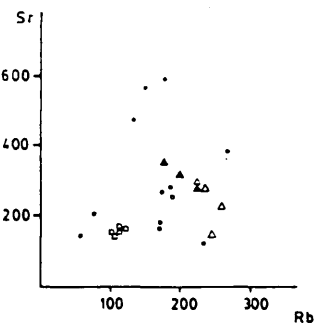


Figura 34: Diagrama Sr - Rb en el que las adamellitas quedan separadas de las tonalitas, comportándose los otros dos grupos rocosos como en el diagrama anterior.

podría trazarse una pauta de evolución propia para las tonalitas, y en los diagramas Ba - Rb (Fig. 33) y Sr - Rb (Fig. 34), las tonalitas no se alinean claramente con las granodioritas - adamellitas. Por otro lado si estas últimas procediesen exclusivamente de la cristalización fraccionada de las tonalitas, se necesitaría un gran volumen de estas (que en el campo no se encuentra) para obtener el gran volumen de granodioritas y adamellitas que aparece en el sector.

Las granodioritas cordieríticas de Layos, en cualquiera de estos diagramas, se proyectan muy próximas entre sí, formando una pequeña nube. En el diagrama logarítmico (Fig. 32) en el que se enfrentan dos elementos compatibles, las rocas que se proyectan próximas indican procesos de fusión parcial. Así las granodioritas de Layos, que no muestran ninguna pauta de evolución, serían fundidos parciales procedentes de algún sector de la corteza continental, de composición metasedimentarias como se pone de manifiesto por el alto contenido en aluminio de estas rocas, así como por la importante cantidad de enclaves y restos metasedimentarios que contienen. En los diagramas Ba - Rb así como en el Sr - Rb (Figs. 33 y 34), las granodioritas de Layos se proyectan nuevamente en una nube, nunca en pautas lineares que indicarian procesos de fraccionamiento cristalino.

Finalmente los leucogranitos en estos diagramas quedan, en general, muy dispersos, sin marcar unas pautas claras de evolución. Unicamente en el diagrama Log Sr - Log Ba podría trazarse una pauta de cristalización fraccionada, aunque esta no sería muy lógica teniendo en cuenta los criterios de campo, ya que los leucogranitos

forman pequeños macizos individualizados dispersos por todo el área estudiada.

Estos macizos de leucogranitos se han debido formar por procesos de fusión parcial (migmatización por anatexia) del encajante, así cada uno de ellos debe proceder de la fusión de niveles algo diferentes del encajante, por lo que cada macizo tiene unas características químicas y de evolución propias, que no serían exactamente iguales a las de otro macizo.

De esta forma si en el diagrama logaritmico separamos los análisis de cada uno de los macizos, se ponen de manifiesto las diferencias que hay en cada uno de ellos. Los del macizo de Cervatos presentan una ligera pauta de evolución por cristalización fraccionada, aunque serían necesarios más datos para confirmarla. Algo separados de estos quedan los de la finca de Santa Catalina, con unos contenidos en Sr algo más bajos. Y separados de todos ellos quedan los análisis de los leucogranitos que hay en las cercanías del embalse de Guajaraz, presentando los mayores contenidos en Sr y Ba de todas las muestras analizadas. Evidentemente para confirmar esta hipótesis habría que realizar un estudio geoquímico mucho más detallado de cada uno de estos macizos y de otros más que aparecen en todo el sector del sur de Toledo.

Como resumen y conclusiones de las principales características geoquímicas de las rocas graníticas de la U.M., podemos enumerar:

- Todas las rocas graníticas estudiadas son aluminicas, presentando cada conjunto rocoso unas características peculiares.

- La asociación de Argés - Guadamur es de carácter aluminico - potásico de afinidad calcoalcalina. Las pautas de variación de algunos elementos mayores y traza indican que ha podido haber un proceso de cristalización fraccionada, más evidente en los términos más ácidos, en el que los minerales que han participado fundamentalmente son biotita, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. En algunos diagramas geoquímicos no queda clara la relación entre tonalitas y el resto de las rocas de esta asociación, ya que estos parecen apuntar a génesis algo diferentes para cada grupo de rocas, lo cual no es lógico pues en los afloramientos se encuentran íntimamente relacionados. La normalización de los elementos traza indica que estos granitos tienen afinidades con otros granitos peraluminicos, que podrían haberse generado en un ambiente orogénico colisional.

- Las granodioritas de Layos forman una asociación aluminica de tendencia sódica, caracterizada sobre todo por la escasa o nula (en algunos casos) variación química con el grado de diferenciación, sus contenidos en Rb y Sr son muy similares, siendo la relación entre estos elementos próxima a 1. En base a estas características suponemos que las rocas de Layos han podido generarse por un proceso de fusión parcial de la corteza continental, por lo que presentan muchas similitudes con los granitos de tipo S generados en ambiente colisional.

- Los leucogranitos forman un conjunto aluminico leucocrato de tendencia potásica, en el que la mayoría de los elementos, tanto mayores como trazas, presentan una gran dispersión en cuanto a variación. Una característica peculiar son sus altos contenidos en Sr, poco

frecuentes en rocas ricas en sílice como son estas. La normalización de los elementos traza indica un contenido relativamente elevado de los mismos, con pendientes que indican fraccionación, la cual tampoco es frecuente en este tipo de rocas. Estos leucogranitos han debido generarse por fusión parcial de las rocas metasedimentarias encajantes (migmatización por anatexia).

II.5.2.3 .- Tierras raras.

De los distintos grupos rocosos que componen los granitoides de la U.M., se analizaron las tierras raras de una tonalita y una adamellita de Argés - Guadamur y un leucogranito (Tabla III.2). Para su representación todos los análisis se han normalizado a los valores propuestos para la condrita por BOYNTON (1984). En la figura 35 están las dos rocas de Argés - Guadamur, junto con el rango de variación de las tierras raras de las adamellitas del Sistema Central Español (IBARROLA et al, 1987).

La suma de las tierras raras de tonalitas y adamellitas es elevada, estando ambas enriquecidas en tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, siendo este enriquecimiento mayor para la adamellita, con una relación $(La/Lu)_{CN}$ de 28 frente a 14. Esta fraccionación de las tierras raras ligeras, debe estar producida por la presencia de algún mineral accesorio del tipo monacita, ya que las adamellitas contienen cantidades importantes de minerales accesorios, aunque ópticamente no se han podido identificar otras especies minerales accesorias, además de las ya citadas en el capítulo de petrografía.

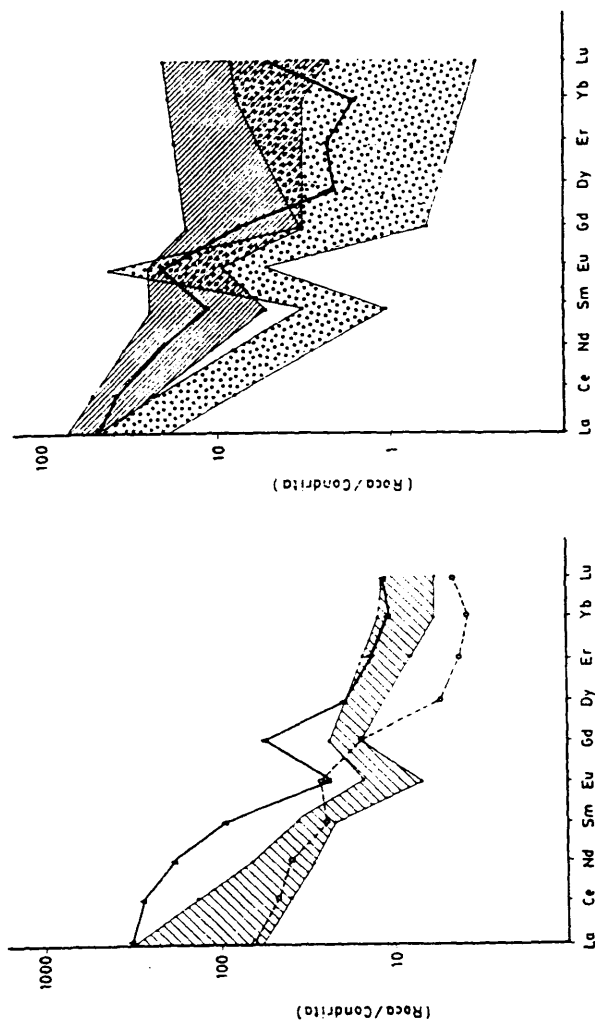


Figura 36: Diagrama normalizado de tierras raras de los leucogranitos de la Unidad Micaítica. El entramado con rayas corresponde a los espectros de leucogranitos de CLARK y YONG (1986). Entramado con puntos espectros de los leucogranitos de ROLLER y MUECKE (1984).

Figura 35: Diagrama normalizado de tierras raras de los granitoides de Argés y Guadamar. El campo entramado corresponde a los espectros de adamellititas del Sistema Central (IBARROLA et al., 1987).

La tonalita presenta una pequeña anomalía positiva de europio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.31$) mientras que la adamellita la presenta negativa ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.34$), siendo el rango de esta anomalía similar al que presentan las adamellitas del Sistema Central ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.46$).

Comparando los contenidos en tierras raras de las rocas de Argés - Guadamur con las de las adamellitas del Sistema Central, la adamellita porfídica presenta un mayor enriquecimiento en todos estos elementos que las del Sistema Central, estando enriquecida en tierras raras ligeras, mientras que la tonalita presenta menor contenido en tierras raras pesadas.

Llama la atención de estos dos espectros, el que uno sea la imagen especular del otro, lo cual se aprecia mejor en las tierras raras ligeras. Estos tipos de espectros son frecuentes cuando partimos de un fundido el cual cristaliza en forma de acumulado una parte del mismo, y este acumulado presenta un contenido en tierras raras menor que el material inicial (en nuestro caso sería la tonalita) y por otro lado queda la fracción líquida que cristalizará más tarde (en nuestro caso la adamellita) con un mayor contenido en tierras raras. Es decir que viendo estos espectros parece que la tonalita y la adamellita podrían ser cogenéticos y proceder de un mismo magma inicial, representando la tonalita una fracción más acumulada que la adamellita.

El problema es que la tonalita no presenta una clara textura de acumulado y que en otros diagramas geoquímicos no queda clara esta relación genética.

La representación gráfica del contenido en tierras raras normalizado del leucogranito, se encuentra en la figura 36 en la que además se han incluido las representaciones de granitos y pegmatitas de MOLLER y MUECKE (1984) y de leucogranitos de CLARK y LYONS (1986), por

presentar todas estas rocas anomalías positivas de europio, y afinidades químicas.

La suma de tierras raras del leucogranito es baja, con una ligera fraccionación de tierras raras ligeras $(La/Lu)_{cn} = 11$, y con una anomalía positiva de europio pronunciada $(Eu/Eu^*) = 2.30$.

Esta anomalía positiva de europio podría ser explicada porque los leucogranitos son ricos en feldespatos, siendo estos minerales los que acumulan fundamentalmente este elemento, por lo que darían lugar a rocas con anomalías positivas de europio. Por otra parte, según los trabajos de MOLLER y MUECKE, las anomalías positivas de europio aparecen en rocas peraluminicas que proceden de fundidos ricos en Si y Al, los cuales se han formado durante los estadios iniciales de la anatexis en condiciones de muy baja presión de agua. Estos fundidos están muy polimerizados, siendo fácil que en esos polímeros de Si - Al se estabilice el europio, por tanto los fundidos serán ricos en este elemento y darán lugar a rocas con anomalías positivas de europio. Dado que los leucogranitos de la U.M. son peraluminicos y parecen proceder de fundidos mínimos del encajante en condiciones anhidras, esta podría ser la explicación del enriquecimiento en europio.

Cabe destacar también, el contenido relativamente elevado de Lu que presenta el leucogranito. Este podría ser consecuencia de que la cordierita acumula este elemento (FOURCADE, 1981), y al contener el leucogranito cantidades importantes de este mineral se enriquecería en este elemento.

Comparando la pauta de las tierras raras de los leucogranitos con la de MOLLER y MUECKE (1984) que corresponde a granitos y pegmatitas, los cuales se encuentran en una región de alto grado metamórfico (facies

de granulitas piroxénicas), vemos que las anomalías de europio que presentan estas rocas son más acusadas que las de los leucogranitos de la U.M. y además están empobrecidas en tierras raras ligeras.

Las pautas de los leucogranitos de CLARK y LYONS (1986) se asemejan más a la del leucogranito aquí estudiado. Los leucogranitos con los que estamos comparando, forman parte de una secuencia palingenética, que también se encuentra relacionada con rocas metamórficas, de tipo pelítico, en facies granulíticas.

En los dos casos tomados como ejemplo, estas rocas se han formado por anatexia crustal, en condiciones subsaturadas en agua, por tanto similares a las condiciones de formación que suponemos para los leucogranitos aquí estudiados.

III.- GRANITOIDES DEL PLUTON MORA- GALVEZ



III.- GRANITOIDES DEL PLUTON MORA - GALVEZ.

III.1 .- ASPECTOS GEOLOGICOS DE LAS ROCAS GRANITICAS.

Estos granitoides, que consideramos por su menor deformación como más tardíos que los de la U.M., se encuentran al sur de la banda milonítica de Toledo (Fig. 1). Se extienden entre Mora, por el este, y el río Torcón por el oeste, intruyendo en rocas metasedimentarias de edad Cámbrico - Ordovícica, a las que provocan metamorfismo de contacto. Los materiales Cámbrico - Ordovícicos, en conjunto, forman una estructura anticlinal, cuyo núcleo fue ocupado por la intrusión granítica, presentando por ello una forma alargada en el sentido del eje de esta gran estructura.

El contacto de los granitoides con los metasedimentos paleozoicos es neto. El contacto norte se realiza principalmente con rocas de carácter pelítico, encontrándose en el mismo diques (de unos 0.20 a 0.30 m.) de aplitas y pegmatitas, que penetran en las rocas metasedimentarias. En algunos sectores, como al norte de Villaminaya, se observa como el granito penetra en la roca metamórfica a favor de los planos de esquistosidad de la misma (Fig. 37). Los contactos de la zona sur están parcialmente cubiertos por materiales Terciarios, por lo que es más difícil la observación de las relaciones entre el granito y su encajante. No obstante en las zonas donde se ve el contacto, este sigue siendo neto, realizándose



Figura 37: Relaciones de contacto entre la serie paleozoica y los granitos de Mora - Gálvez, estos últimos penetran en la roca encajante.

fundamentalmente, en este caso, con rocas de carácter carbonatado. Por ser estas rocas más impermeables a la penetración del granito, en los contactos no se observan las mismas relaciones que en las rocas pelíticas del flanco norte.

Al este de Mora y norte de Gálvez estos granitos están limitados por la banda milonítica, por lo que al llegar a sus proximidades (uno o dos kilómetros antes) en los granitos aparecen una serie de bandas de cizalla paralelas a la banda principal. En las cercanías de Mora existen bandas de cizalla con direcciones de 175°, 95° y 35°, siendo la más importante la primera. Sin embargo al norte de Gálvez las bandas de cizalla presentan direcciones entre 90° y 110° ; al norte de San Martín de Montalbán la dirección principal de las bandas de cizalla es de 90° con buzamiento de 29° al sur, encontrándose también, aunque con menor frecuencia, otras bandas de cizalla con direcciones de

15° y 75°, siendo sus buzamientos subverticales. En cualquiera de estos casos las bandas de cizalla principales son siempre paralelas o subparalelas a la banda milonítica, y producen una cataclasis, en mayor o menor grado, al granito que afectan. Los efectos de esta cataclasis se describirán en el capítulo de petrografía.

Por el oeste las rocas sedimentarias de edad terciaria (raña), discordantes sobre los granitos, marcan el límite de la zona de estudio.

Dentro de los granitoides de este sector hemos diferenciado cuatro tipos litológicos: tonalitas, granitos porfídicos, granitos de grano grueso y leucogranitos con nódulos de cordierita.

De todos ellos los más abundantes son los granitos de grano grueso, que se extienden desde Mora hasta Las Ventas con Peña Aguilera y San Pablo de los Montes. Son granitos biotíticos con fenocristales de feldespato potásico dispersos, poco abundantes. Los otros tres tipos quedan restringidos al área más occidental de la zona de estudio.

Los granitos porfídicos son los siguientes en cuanto a extensión, encontrándose dentro de los anteriores, con contactos de tipo transicional. Son también granitos biotíticos con grandes fenocristales de feldespato potásico en una matriz de grano grueso. En realidad la principal diferencia con los anteriores es la mayor proporción de grandes fenocristales de feldespato potásico.

Las tonalitas aparecen en un pequeño afloramiento situado al nor-oeste de Gálvez, dentro de los granitos porfídicos. Estas tonalitas y los granitos encajantes cercanos a ellas presentan orientación.

También dentro de los granitos porfídicos pero en la zona más meridional de los mismos, se encuentran los afloramientos de los leucogranitos con nódulos de

cordierita. Forman pequeños macizos individualizados, con contactos netos, aunque sinuosos, con el granito porfídico.

III.1.1 .- Granitos de grano grueso.

Como ya hemos indicado son los que presentan mayor extensión, siendo además los que originan el metamorfismo de contacto en la serie metasedimentaria Cámbrico - Ordovicia.

Estos granitos biotíticos presentan fenocristales de feldespato potásico dispersos. Los fenocristales son idiomorfos, normalmente presentan tamaños entre 3 y 5 cms., pero es frecuente encontrar algunos megacristales de hasta unos 15 cms. de largo por 5 ó 6 de ancho (Lámina 5, fotografía A). Estos megacristales presentan zonación, que se manifiesta por las inclusiones de biotita (inclusiones Frasl), encontrándose en algunos casos hasta tres zonas. Los fenocristales presentan orientación, de tipo ígneo, ya que los cristales no aparecen rotos, existiendo dos intervalos principales de orientación, uno con dirección entre 60° y 90° con un valor medio entre 70°-75°; y otro con dirección entre 130°- 180° con un valor medio en torno a 155° - 160°. En un mismo afloramiento se pueden encontrar estas dos orientaciones.

También, a escala de afloramiento, los fenocristales tienden a acumularse, adquiriendo el granito un aspecto más porfídico. Estas zonas algo porfídicas no tienen continuidad por lo que no son representables a escala cartográfica.

Estos granitos presentan schlieren, aunque son poco frecuentes, con disposición planar y direcciones

similares a las que presentan los fenocristales de feldespatos potásicos. Las dos direcciones principales que presentan los schlieren son una este - oeste y otra norte-sur, con buzamientos hacia el norte la primera, en la zona más septentrional de los granitos. Además de estos, aparecen concentraciones micáceas con formas subredondeadas o elípticas (Lámina 5, fotografía B), de unos 50 cms. de diámetro como máximo, en ellas aparecen fenocristales de feldespatos potásicos cruzados con la orientación general de las micas. En algunas ocasiones estas concentraciones están rodeadas de una aureola, de unos 2 cms. de anchura, de pegmatitas.

Estas concentraciones con formas redondeadas se han interpretado (MARRE, 1982) como el resultado de la intersección de zonas de flujo, generalmente verticales, con la superficie del afloramiento. Estas zonas, con forma de tubo o de espiral, podrían corresponder a "cilindros magmáticos" generados por importantes gradientes de velocidad cercanos a los bordes de una intrusión. Es decir que estas zonas de acumulación representarían bien el techo de la intrusión, bien zonas de contacto con el encajante. En nuestro caso podría ser esto último, ya que la mayoría de los schlieren se encuentran en las proximidades del contacto con rocas paleozoicas.

Se encuentran también, pequeñas venas aplíticas, de unos 20 a 30 cms. de espesor, en ocasiones con turmalina, atravesando los granitos, con distintas direcciones. Con menos frecuencia aparecen venas irregulares de pegmatitas y también en escasas ocasiones cavidades miarolíticas con cuarzo, feldespatos y turmalina.

III.1.2 .- Granitos porfídicos.

Se localizan en la parte más occidental del plutón granítico, apareciendo desde el pueblo de Gálvez, hasta el embalse del Torcón, extendiéndose por el oeste hasta la población de San Martín de Montalbán y por el norte hasta la banda milonítica.

Estos granitos porfídicos son biotíticos con matriz de grano grueso, los fenocristales son de feldespato potásico, idiomorfos con tamaños variables entre 5 y 6 cms., aunque pueden encontrarse algunos de hasta 10 ó 12 cms., presentando también inclusiones Frasl (Lámina 5, fotografía C).

El carácter porfídico de estos granitos es más acusado en la zona norte del afloramiento, donde se pueden encontrar fenocristales entre un 40% y 30% del total de la roca, mientras que hacia el sur este porcentaje va disminuyendo hasta un 20%. También hay que destacar que en el norte la cantidad de biotita es mayor, presentando la roca composiciones granodioríticas, sin embargo hacia el sur son adamellitas y granitos.

Los fenocristales presentan orientación con dirección de 110° en las áreas más septentrionales, mientras que hacia el sur la orientación es menos patente, con direcciones de 65° y 15°, llegando incluso a desaparecer en los sectores más meridionales.

Estos granitos porfídicos presentan las mismas estructuras que los anteriores. Así se encuentran los mismos tipos de schlieren, también con poca frecuencia; hay pequeñas venas feldespáticas o aplíticas (10 a 15 cms.) que atraviesan al granito; las pegmatitas aparecen con formas irregulares, apreciándose en ellas crecimientos gráficos y siendo más abundantes hacia los sectores meridionales de los

granitos porfídicos.

El contacto de estos granitos con los anteriores se realiza mediante una zona de transición, en la cual va disminuyendo el número de fenocristales, hasta llegar a los granitos de grano grueso, en los que solo aparecen estos de forma esporádica.

La zona de transición tiene una extensión variable, siendo su valor medio de unos 600 m. Las características de los granitos de esta zona son similares a las de los granitos porfídicos. Unicamente cabe destacar: su menor contenido en fenocristales (aproximadamente el 10%), en ellos son más frecuentes las venas o pequeños diques de aplitas y pegmatitas, así como los "nidos" o "bolsadas" pegmatíticas, algunos de los cuales pueden presentar dimensiones métricas y estar rodeados de una facies aplítica en la que aparecen estructuras schlieren (Lámina 5, fotografía D).

En estos granitos de transición aparecen los mismos tipos de enclaves que en los porfídicos, siendo más abundantes los de tipo sobremicáceo.

III.1.3 .- Tonalitas.

Su afloramiento ocupa una pequeña extensión de unos 500 m. de dimensión mayor, localizada dentro de los granitos porfídicos, en la zona más septentrional de los mismos (Fig. 1).

Se trata de rocas granudas de grano medio y color oscuro debido a su elevada proporción de biotita. Destaca en ellas una orientación evidente con dirección 100 y buzamientos hacia el sur.

Estas tonalitas tienen gran cantidad de enclaves, tanto microgranulares como de rocas metamórficas, los cuales aparecen estirados en la misma dirección de orientación de la roca que los incluye (Lámina 5, fotografía C). A veces las tonalitas tienen algunos fenocristales de feldespatos, siendo estos poco abundantes. El contacto con los granitos porfídicos es neto, penetrando estos en la tonalita a favor de la orientación.

Las causas de la orientación que presentan tanto las tonalitas como los granitos porfídicos, pueden ser debidas a que la intrusión de estos cuerpos graníticos debió efectuarse durante una etapa de deformación que podría ser de fase 3 hercínica (LOPEZ PLAZA y MARTINEZ CATALAN, 1987), puesto que presentan heterogeneidad en cuanto a la deformación, ya que hacia el sur los granitos porfídicos son isótropos, no manifestando esta orientación.

Suponemos también que la deformación actuó cuando estos cuerpos estaban cristalizados pero no completamente enfriados, ya que sus características texturales indican que son muy pocos los minerales que están recrystalizados (solo el cuarzo) y únicamente se encuentran rotos algunos fenocristales de plagioclasa en las tonalitas, por lo que la deformación de estas rocas graníticas debió producirse en el campo dúctil.

Otra posibilidad es que estas tonalitas sean algo más antiguas que el resto de los granitos y por tanto intruyeran en momentos finales de la fase de deformación, al seguir intruyendo el resto del plutón la deformación ya habría cesado, por lo que las rocas algo más jóvenes, como pueden ser las que afloran más al sur, no presentarían síntomas de deformación.

También puede tratarse de una zona de borde enfriado y deformado posteriormente al continuar intruyendo

las partes más centrales del cuerpo granítico. Ambas posibilidades se basan en el hecho de que en la zona septentrional aparecen términos de carácter básico, mientras que hacia el sur encontramos los de carácter más ácido, estando además asociados a estos últimos los leucogranitos, por lo que podrían representar la parte más diferenciada o más superficial de la intrusión y por tanto la más joven y menos deformada.

III.1.3 .- Leucogranitos.

Aparecen siempre asociados a los granitos porfídicos, encontrándose únicamente en la zona meridional de los mismos.

Son rocas de grano fino y color claro que aparecen en varios afloramientos, sin relación entre ellos, a modo de pequeños macizos que, en general, ocupan las cotas topográficamente más altas. Cada uno de los afloramientos presenta características propias, aunque se pueden distinguir dentro de todos ellos tres tipos rocosos, más o menos desarrollados, que les dan un aspecto bandeado. Estos tipos se diferencian por la mayor o menor riqueza de nódulos, schlieren micáceos y pegmatitas.

El contacto de este conjunto de leucogranitos con el granito porfídico es neto, aunque en ocasiones puede ser ligeramente sinuoso, penetrando el leucogranito en el granito porfídico (Lámina 5, fotografía F). En contadas ocasiones en la zona de contacto aparece una estrecha banda aplítica distinta a las aplitas con nódulos.

Aplitas nodulares.

Son las que presentan mayor volumen en todos los afloramientos. Se trata de aplitas con biotita y moscovita, que además contienen nódulos de cordierita. Estos nódulos tienen un tamaño variable entre 4 y 10 cms., con formas subredondeadas. Los de mayor tamaño presentan una aureola cuarzo-feldespática (Lámina 6, fotografía A), la cual ha sido interpretada como consecuencia de que los elementos ferromagnesianos de la roca se han desplazado hacia el nódulo para formar la cordierita, quedando su entorno empobrecido en esos elementos (BROUSSE, 1957; DIDIER y DUPRAZ, 1985). En muchas ocasiones estos nódulos aparecen como un agregado de minerales micáceos debido a la alteración de la cordierita.

La distribución de los nódulos no es homogénea, ya que en algunas aplitas son bastante escasos. En general se disponen de forma paralela o subparalela a los schlieren biotíticos o a los contactos con el granito porfídico.

Dentro de estas aplitas los únicos enclaves que se han encontrado son los del granito encajante.

Granitos con nódulos similares a los aquí descritos han sido citados en el Macizo Central francés: granitos de Velay, La Brousse y la Pierre - Qui - Vire (LAMEYRE, 1966); en Inglaterra los granitos de Datmoor (BRAMNALL y HARWOOD, 1923) y en el Sistema Central Español han sido citados en el granito de La Cabrera (BELLIDO, 1979; BELLIDO y BARRERA, 1979).

Aplitas con schlieren micáceos.

Aparecen dentro de las aplitas, dándoles un aspecto bandeado, se trata de zonas alargadas donde se acumulan las micas, tanto biotita como moscovita y que presentan una ligera ondulación. Se midieron direcciones y buzamientos de estos schlieren en distintos puntos obteniéndose los siguientes valores: dirección 115° buzamiento 10° O; d= 170° b= 12° O; d= 130° b= 20° NE. Como se puede apreciar el buzamiento de los schlieren es casi subhorizontal y variable en cuanto a su sentido. La disposición de los schlieren suele ser paralela al contacto con el granito porfídico.

Pegmatitas.

Son las menos importantes en cuanto a volumen, ya que generalmente aparecen como "cavidades" miarolíticas de diverso tamaño y formas irregulares, también se encuentran entre los schlieren acentuando el aspecto bandeado de estos leucogranitos, y por último pueden aparecer tapizando zonas de fracturas o diaclasas. Estas pegmatitas en ocasiones, presentan grandes cristales de biotita que adoptan disposiciones en haces.

III.1.5 .- Enclaves

Excepto los leucogranitos, el resto de los granitoides que constituyen este plutón, presentan enclaves de diversa naturaleza, que se encuentran dispersos dentro de

cada uno de los tipos graníticos.

El tamaño de los enclaves es variable y depende del tipo de que se trate. En general todos ellos presentan contactos netos con el granito que los contiene.

Se han diferenciado los siguientes tipos de enclaves:

- Enclaves de rocas granudas.
- Enclaves de rocas metamórficas.
- Enclaves sobremicáceos.

Enclaves de rocas granudas.

Dentro de estos distinguimos varios tipos en función de su textura y composición, así tenemos:

- a) Enclaves de granodioritas porfídicas.
- b) Enclaves de granitos biotíticos.
- c) Enclaves microgranulares.

Los dos primeros tipos solo se han encontrado en los granitos de grano grueso, presentando formas subredondeadas, con tamaños entre 0.50 y 1 m. de diámetro. Son poco abundantes.

a) Enclaves de granodioritas porfídicas.

Se trata de granodioritas biotíticas de grano medio con fenocristales de feldespato, los cuales tienen tamaños entre 2 y 3 cm. En conjunto estos enclaves tienen una tonalidad más oscura que el granito que los contiene. La forma de estos enclaves es subredondeada y su tamaño está

comprendido entre 0.50 y 1 m. de diámetro y aparecen rodeados de una aureola feldespática (Lámina 6, fotografía B).

Dónde mejor representados están estos enclaves es en las canteras de Las Ventas con Peña Aguilera, en las que se puede apreciar bien el idiomorfismo de los fenocristales del enclave, así como las inclusiones de Frasl que presentan.

Uno de estos enclaves, a su vez, contiene gran cantidad de pequeños enclaves de tonalidad aún más oscura, muy ricos en biotita, con formas subredondeadas y tamaños entre 3 y 8 cm. de diámetro (Lámina 6, fotografía C).

Otro buen afloramiento, en el que se pueden observar estos enclaves, es al norte de Sonseca, dónde los fenocristales son de mayor tamaño y el enclave contiene a su vez enclaves de tipo microgranular.

b) Enclaves de granitos biotíticos.

Son granitos de grano fino a medio, muy ricos en biotita, que se presentan en enclaves redondeados con tamaños entre 0.70 y 1.50 m. de diámetro (Lámina 6, fotografía D), pueden contener algún fenocristal de feldespato potásico, pero estos son siempre muy escasos. Algunos de ellos presentan una aureola cuarzo-feldespática en el contacto con el granito que los incluye, pero no está presente en todos los enclaves. No se han encontrado otros enclaves dentro de ellos.

Dónde mejor representados están estos enclaves de granitos biotíticos es al sur de Ajofrín.

c) Enclaves microgranulares.

Se encuentran dispersos en granitos de grano grueso, granitos porfídicos y tonalitas, aunque en estas últimas son escasos, es el tipo de enclave predominante en los granitos.

Tienen formas subredondeadas o elipsoidales, con tamaños que oscilan entre 0.15 y 0.30 m. de diámetro, no obstante en los granitos porfídicos se han encontrado algunos de tamaños entre 0.50 y 0.60 m., siempre presentan contactos netos con el granito que los incluye.

Estos enclaves microgranulares son ricos en biotita lo que les proporciona un color muy oscuro, en la mayoría de los casos se pueden distinguir fenocristales de cuarzo y feldespato, aunque algunos carecen de ellos. En los granitos de grano grueso se han encontrado enclaves dobles, siendo los dos de tipo microgranular (Lámina 6, fotografía E), o uno microgranular y el otro metamórfico (Lámina 6, fotografía F).

En la zona septentrional de los granitos porfídicos, estos enclaves aparecen estirados en la misma dirección de orientación de la roca que los contiene.

Enclaves de rocas metamórficas.

Son los enclaves menos abundantes, presentan formas angulosas y tamaños de unos 0.10 a 0.20 m., tienen contactos netos con el granito que los incluye, pudiendo penetrar este a favor de los planos de esquistosidad del enclave, el cual sufre entonces una cierta transformación.

La mayoría de las veces los enclaves de rocas

metamórficas están transformados por el granito, aunque siempre conservan su esquistosidad, siendo difícil conocer el tipo de roca metamórfica de que se trata. Fundamentalmente los enclaves corresponden a pizarras, aunque también se han encontrado esquistos, neises glandulares, rocas de silicatos cálcicos y cuarcitas, estos tres últimos en los granitos de grano grueso. Hay que indicar, que en los granitos porfídicos, los enclaves de este tipo están restringidos a la zona septentrional de los mismos, lo cual es otro dato para apoyar la hipótesis de que esta zona puede corresponder a un borde de la intrusión.

Salvo esquistos y neises glandulares, el resto de los tipos rocosos encontrados como enclaves corresponden a las rocas encajantes, mientras que estos otros dos tipos rocosos no afloran en el encajante, por lo que podrían haber sido arrastrados de zonas más profundas.

Enclaves sobremicáceos.

Son muy abundantes en los granitos de grano grueso y algo menos en los porfídicos, encontrándose distribuidos de forma dispersa dentro de estos dos tipos graníticos.

Su tamaño es pequeño, no llegan a superar los 10 cm, con formas angulosas o elipsoidales y siempre con contactos netos con el granito que los contiene. Algunos de estos enclaves conservan estructuración interna, lo cual indicaría que pueden proceder de la transformación de rocas metamórficas. No obstante la mayoría de ellos carece de esta estructuración, formando entonces pequeños nidos de biotita dentro del granito.

III.2 .- PETROGRAFIA Y MINERALOGIA.

En este capítulo se describirán las características petrográficas de los granitoides que componen este plutón. La descripción se hace de forma conjunta para todos los tipos graníticos ya que sus características son bastante similares.

III.2.1 .- Granitos de Mora - Gálvez.

Todas las rocas graníticas del plutón de Mora - Gálvez presentan textura granuda, subidiomorfa, inequigranular. Las tonalitas son de grano medio a fino, destacando en ellas la orientación de las micas (biotita fundamentalmente) así como algunos fenocristales de plagioclasa. Los granitos de grano grueso y porfídicos presentan un tamaño de grano de medio a grueso y los leucogranitos de medio a fino.

Los dos tipos graníticos principales (de grano grueso y porfídicos), cuando están afectados por bandas de cizalla presentan distintos grados de deformación en función de su proximidad a las mismas. Así en las zonas más alejadas de la banda el grado de deformación es bajo y se manifiesta por la aparición de extinciones ondulantes en todos los minerales que forman la roca. Si el grado de deformación aumenta, aparece una matriz granuda, formada por la trituration de cristales de cuarzo y feldespato. En zonas de mayor deformación hay orientación de micas y recrystalización del cuarzo, apareciendo una orientación

general de toda la roca. En las zonas de máxima deformación aparece una esquistosidad bien definida, según la cual se orientan las micas, el cuarzo recrystalizado queda entre los planos de esquistosidad y algunos cristales de feldespatos quedan como porfidoblastos rodeados por la esquistosidad.

En los leucogranitos cabe destacar como característica textural propia, los crecimientos de tipo gráfico entre cuarzo y feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa y cuarzo y cordierita en los nódulos.

La mineralogía principal está formada por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, siendo esta última accesoria en los leucogranitos. Los minerales accesorios que aparecen son: apatito circón y opacos en todos ellos; cordierita y turmalina en todos menos las tonalitas; granate en granitos de grano grueso y porfídicos y andalucita exclusivamente en leucogranitos. Por último como minerales secundarios se encuentran en todos ellos moscovita, clorita y sericita.

Se realizaron contajes modales de los distintos tipos rocosos, salvo de las tonalitas ya que al presentar estas orientación no es conveniente utilizar este método de clasificación.

Los contajes modales se encuentran en la tabla I.4 y sus proyecciones en el diagrama Q - A - P en la figura 38.

Los análisis de los granitos de grano grueso quedan proyectados tanto en el campo de las granodioritas como en el de las adamellitas, quedando un mayor número de análisis dentro del campo de estas últimas. El índice de color M' (I.U.G.S., 1973) de todas ellas se encuentra dentro de los límites establecidos para este tipo de rocas.

Situando en el mapa las rocas sobre las que se efectuaron los contajes modales, se comprobó que las

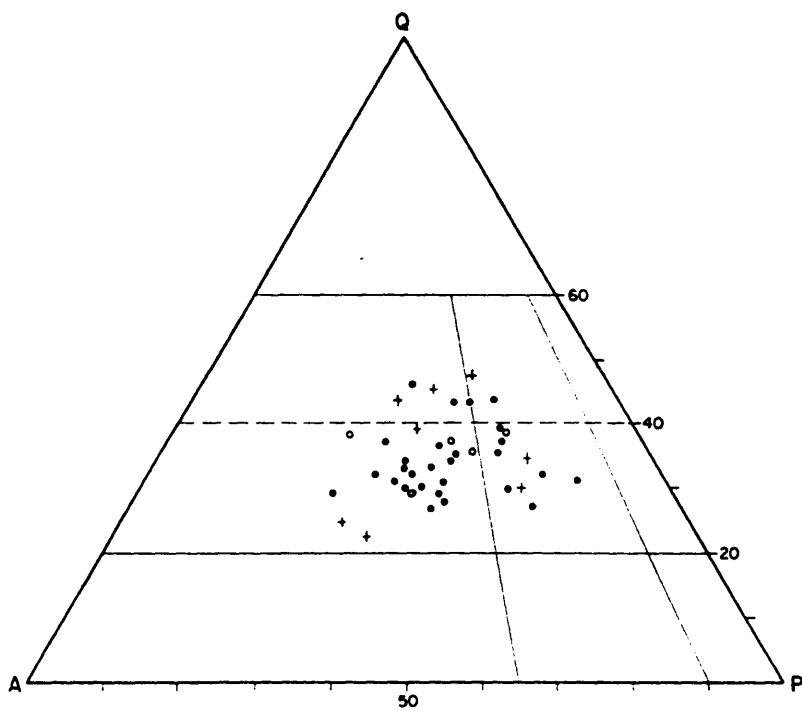


Figura 38: Diagrama modal Q - A - P de los granitos de Mora-Gálvez. Puntos: granitos de grano grueso; cruces: granitos porfídicos; círculos: leucogranitos.

granodioritas tendían a distribuirse en zonas próximas a los contactos, mientras que las adamellitas quedaban en las zonas centrales del plutón.

La proyección de los granitos porfídicos es bastante dispersa debido a su tamaño de grano, con contenidos en cuarzo relativamente elevados y localizándose fundamentalmente en el campo de las adamellitas. El índice de color M' , está también dentro de los límites característicos de estas rocas.

Por último los análisis modales de los leucogranitos quedan en el campo de las granodioritas y granitos, con contenidos en cuarzo relativamente elevados. La clasificación modal de muchas de estas rocas leucograníticas no es del todo correcta puesto que no se ha tenido en cuenta la composición de la plagioclasa, que es fundamentalmente albitica, por lo que parte de la misma habría que sumarla al feldespato potásico y la proyección en el diagrama Q - A - P se desplazaría hacia el campo de los granitos con feldespato alcalino. Hay que destacar en estas rocas sus bajos contenidos en biotita (1.5% como máximo) mientras que la moscovita se encuentra en mayor proporción (4.25% valor medio). Esto hace que el índice de color M' sea muy bajo, pudiéndose aplicar el término leuco a estas rocas.

Si a este diagrama de clasificación modal, superponemos los campos en que se sitúan las series calcoalcalinas propuestas por LAMEYRE y BOWDEN (1982), (Fig. 39), se comprueba que las rocas graníticas de Mora - Gálvez quedan dentro del campo de las asociaciones calcoalcalinas medias en potasio, definidas por estos autores, ocupando los sectores de las rocas más diferenciadas. Hay que mencionar la ausencia de tipos intermedios y básicos en las rocas estudiadas, que sí aparecen en otras asociaciones

calcoalcálicas.

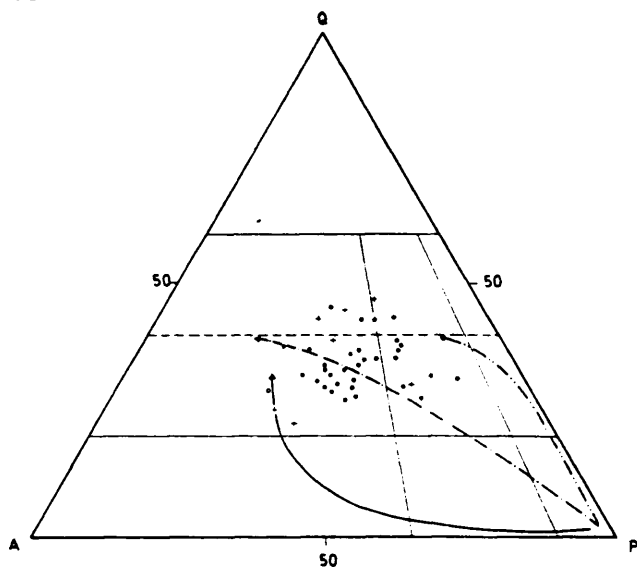


Figura 39: Diagrama modal Q - A - P al que se han superpuesto las líneas de evolución de las series calcoalcálicas según LANEYRE y BOWDEN (1982). (línea dos puntos y rayas: asociaciones bajas en potasio; línea de rayas y puntos: asociaciones medias en potasio; línea continua: asociaciones altas en potasio).

Se puede concluir que los principales tipos rocosos del plutón de Mora - Gálvez corresponden a términos graníticos en sentido amplio. En el capítulo de geoquímica se efectuará la clasificación de estas rocas, nuevamente, en función de sus minerales normativos, clasificación que consideramos más correcta para los granitos porfídicos y los leucogranitos, por los problemas que presentan al clasificarlos por este método y que ya hemos comentado.

Las principales características de cada uno de los minerales que componen estas rocas son las siguientes:

Cuarzo.

Se han distinguido las siguientes generaciones de cristales de este mineral:

- Cuarzo I: son pequeños cristales subredondeados incluidos en plagioclasa y feldespato potásico, se interpretan como los primeros cristales que se formaron. No aparecen en las tonalitas.

- Cuarzo II: cristales alotriomorfos con ligera extinción ondulante, son los más abundantes en todos los tipos rocosos estudiados.

- Cuarzo III: solo aparece en los leucogranitos, se trata de cristales alargados o cueniformes que forman crecimientos gráficos con feldespato potásico, plagioclasa (Lámina 7, fotografía A) o cordierita (Lámina 7, fotografía D).

- Cuarzo IV: pequeños cristales vermiculares que forman parte de las texturas mirmequíticas de las plagioclasas.

- Cuarzo V: se trata del cuarzo que ha recrystalizado al estar afectada la roca por una banda de cizalla. Con gran seguridad corresponde a la recrystalización de algunos de los granos de cuarzo II, y en las tonalitas, además, a los cristales de cuarzo que aparecen entre los fragmentos de los fenocristales de plagioclasa. Este tipo no aparece en los leucogranitos.

Feldespató potásico.

Hay dos tipos de cristales:

- Fenocristales, que solo se encuentran en los granitos porfídicos y más esporádicamente en los de grano grueso. Son subidiomorfos, con macla de Carlsbad y ligeras texturas pertíticas en cuerda, a veces pueden presentar algunas pertitas en parche pero son muy escasas. Además de cuarzo incluyen plagioclasa en cristales idiomorfos maclados y zonados, y biotita en cristales idiomorfos que a su vez incluyen circón y apatito.

- Cristales de tamaño variable, pero siempre menor que los anteriores. Son alotriomorfos y subidiomorfos con ligero carácter intersticial. Tienen maclados de microclina y con menor frecuencia de Carlsbad, texturas pertíticas en cuerda poco desarrolladas y las mismas inclusiones de minerales que en el caso anterior, presentando además cordierita los granitos de grano grueso. En las tonalitas estos cristales de feldespato, algunas veces, se encuentran formando crecimientos micrográficos con el cuarzo, y en los leucogranitos la mayor parte de este mineral se encuentra formando crecimientos gráficos con el cuarzo.

Si la roca presenta deformación, aparecen entonces extinciones ondulantes, y si esta es fuerte pueden presentar trituración o bien quedar como cristales subredondeados envueltos por la esquistosidad cataclástica.

Se analizaron mediante microsonda (Tabla II.11) varios cristales de feldespato potásico, entre ellos un fenocristal (77925), el cual resultó estar zonado, con altos contenidos de albita en el núcleo o zonas próximas al

mismo, mientras que el borde es más pobre en este componente estando enriquecido en ortosa. No obstante las distintas zonas de este fenocristal se proyectan en el campo de los feldespatos potásicos con bajo contenido en sodio (Fig. 40).

El resto de los análisis presentan bajos contenidos en albita y por tanto altos en ortosa, siendo despreciable la cantidad de anortita que aparece en ellos. En consecuencia todos quedan proyectados cerca del vértice ortosa (Fig. 40) pudiendo considerar que se trata de ortosas y microclinas con bajo contenido en albita. No hay ninguna diferencia química notable entre los feldespatos potásicos de los distintos tipos rocosos.

Plagioclasa.

Se presenta de forma algo distinta en cada uno de los tipos graníticos, por lo que la describiremos por separado.

En las tonalitas hay dos tipos de cristales:

- Fenocristales subidiomorfos, están rotos y entre los fragmentos aparece cuarzo. Se disponen cruzados con respecto a la orientación general de la roca, por lo que serían algo previos a la misma.

- Cristales de menor tamaño, que son los más abundantes, idiomorfos y dispuestos según la orientación de la roca. Mediante criterios texturales parece que estos cristales también serían algo previos a la deformación, ya que el cuarzo intersticial entre ellos (y por tanto más tardío) aparece recrystalizado.

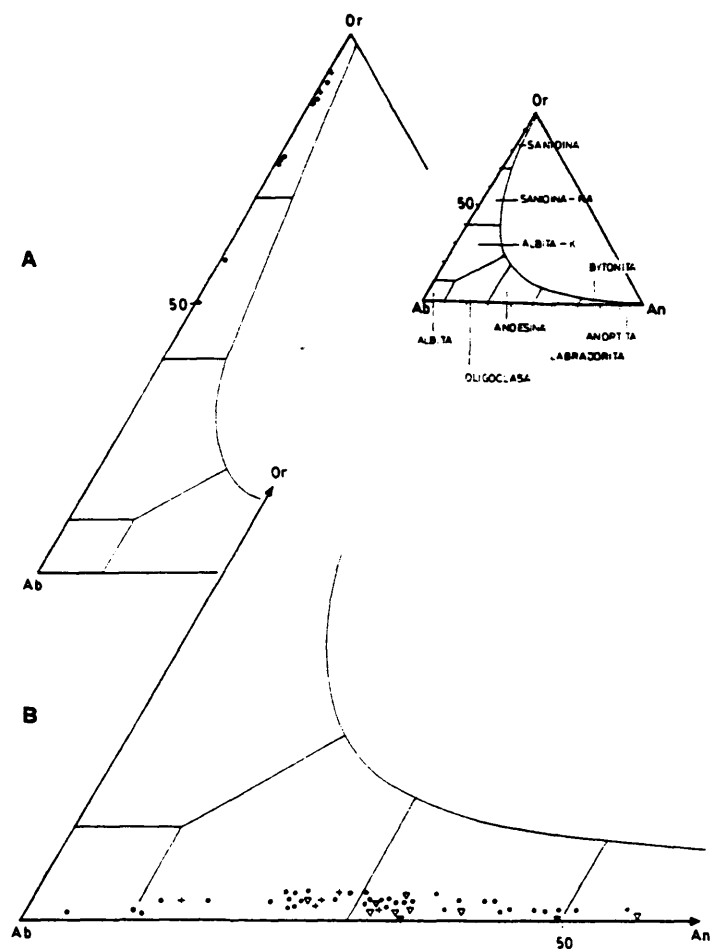


Figura 40: Diagrama Or - Ab - An de clasificación de feldspatos según SMITH (1975). A) feldspatos potásicos. B) Plagioclasas. Triángulos invertidos: tonalita, los negros corresponden a un fenocrystal y los blancos a cristales de la matriz. Puntos: granitos de grano grueso. Cruces: granitos porfídicos. Círculos: leucogranitos.

Ambos tipos de cristales están maclados polisintéticamente según la ley de Carlsbad, aunque aparece también la ley de albita, presentando algunos dos sistemas de maclas cruzados, correspondiendo, probablemente, uno de los sistemas a la deformación. Están zonados de forma oscilatoria, con núcleos ligeramente alterados a sericita. Las texturas mirmequíticas son poco frecuentes.

En las muestras de los granitos porfídicos que corresponden al sector septentrional, los cristales de plagioclasa presentan una ligera textura en acumulado, predominando este mineral sobre el feldespato potásico.

En el resto de los granitos porfídicos y los de grano grueso, la plagioclasa se presenta en cristales, de tamaño variable, subidiomorfos e idiomorfos, con maclado polisintético, según las mismas leyes de macla que los cristales anteriores. Tienen zonado oscilatorio en el cual contrasta el núcleo (ya que suele tener más relieve y tonalidades más oscuras) con el resto del cristal. También puede diferenciarse el borde del cristal puesto que es mucho más claro, y en él se desarrollan texturas mirmequíticas. Además en los granitos de grano grueso se encuentran unos pequeños cristales de plagioclasa, alotriomorfos e intersticiales, en los que las texturas mirmequíticas están siempre presentes.

Los cristales de plagioclasa de estos tipos graníticos incluyen cuarzo y biotita, sufren alteración a sericita y micas blancas la cual es más intensa en el núcleo del cristal.

Si la roca está deformada las maclas de plagioclasa aparecen curvadas y si el grado de deformación es alto los cristales llegan a fragmentarse formando una matriz cataclástica o bien pueden quedar cristales mayores, subredondeados, rodeados por la esquistosidad que aparece en la roca.

Los cristales de plagioclasa de los leucogranitos son subidiomorfos, con maclas polisintéticas y ligero zonado. Presentan, aunque rara vez, texturas mirmequíticas, y algunos de los cristales pueden estar formando crecimientos de tipo gráfico con el cuarzo. Se alteran a sericita de forma muy ligera.

Se realizaron medidas ópticas para determinar el contenido en anortita de las plagioclasas, así como para analizar las pautas de zonación.

Las medidas sobre las plagioclasas de las tonalitas dieron como resultado un contenido de An_{33} para las mismas, no se realizó el análisis de zonación ya que esta es débil ópticamente.

Las plagioclasas de los granitos de grano grueso y porfídicos, presentan zonados oscilatorios que los podemos clasificar en dos tipos: sencillos o complejos. En el primer caso (Fig. 41, plagioclasas 1, 2, 3 y 4) las plagioclasas presentan pocas zonas y en ellas la variación del contenido en anortita es muy pequeña. En la plagioclasa 1 el núcleo es An_{26} , en la zona intermedia An_{29} y en la zona externa An_{23} .

En la plagioclasa 2 de núcleo a borde aparecen las siguientes zonas: An_{22} , una zona estrecha de An_{25} , An_{22} , An_{24} , An_{22} , An_{28} y An_{22} . Y en la plagioclasa 3 las zonas son de An_{26} y An_{28} . O bien como en el caso de la plagioclasa 4

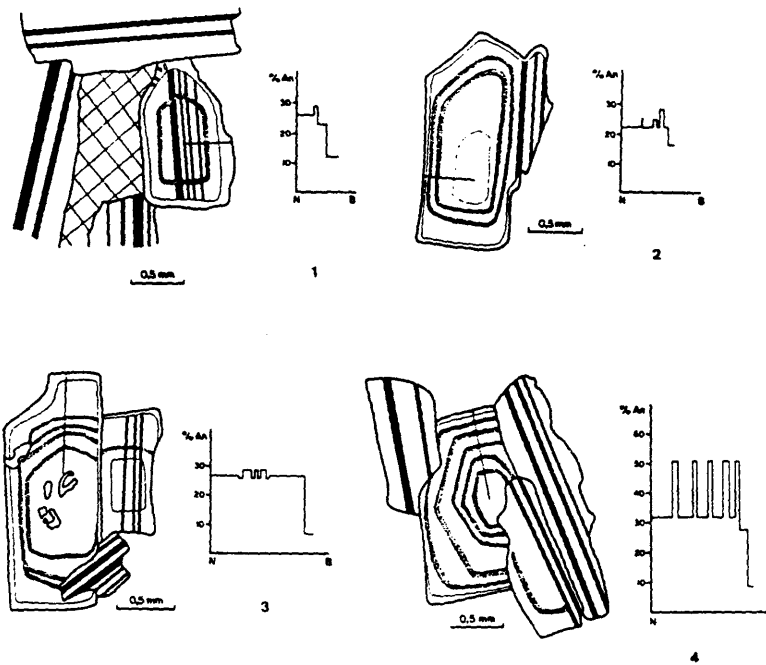


Figura 41: Esquema de los zonados oscilatorios "sencillos" de las plagioclasas de los granitos de Mora - Gálvez. Los perfiles se han realizado a lo largo de la línea marcada en la plagioclase. N= Nucleo; B= borde.

- 1.- Plagioclase de zonado mas sencillo. Corresponde a un granito porfídico (n. lámina 77931).
- 2.- Plagioclase de zonado oscilatorio "sencillo" no homogéneo. Granito de grano grueso (n. lámina 77558).
- 3.- Plagioclase de zonado oscilatorio "sencillo" homogéneo. Granito de grano grueso (n. lámina 77552).
- 4.- Plagioclase de zonado oscilatorio "sencillo" muy homogéneo. Granito de grano grueso (n. lámina 77926).

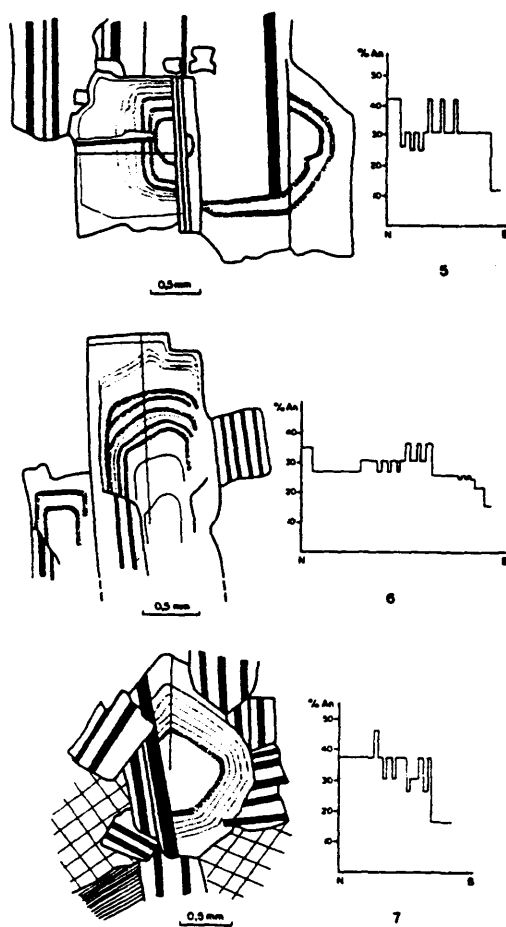


Figura 42: Esquema de los zonados oscilatorios "complejos" de las plagioclasas de los granitos de Mora - Gálvez.
 5.- Plagioclasea con zonado oscilatorio "complejo", en la que hay dos sectores en los que se repite la zonación. Granito porfídico (n. lámina 77932).
 6.- Plagioclasea con zonado oscilatorio "complejo", también aquí la zonación se repite por sectores. Granito de grano grueso (n. lámina 77922).
 7.- Plagioclasea con zonado oscilatorio complejo, en el que no aparece una repetición por sectores. Granito de grano grueso (n. lámina 77919).

los contenidos de anortita se repiten formando un zonado oscilatorio perfecto (en este caso las zonas son de An_{32} y An_{51}).

Los zonados que hemos llamado complejos (Fig. 42, plagioclasas 5, 6 y 7) no presentan una pautas homogéneas. En algunos casos como las plagioclasa 5 y 6 el zonado se puede dividir en dos grupos en los cuales hay una alternancia en los contenidos en anortita. Así en la plagioclasa 5 el núcleo es de An_{42} , a continuación hay un sector de zonas alternantes de An_{25} y An_{31} , para pasar a otro sector con zonas de An_{31} y An_{42} .

La plagioclasa 6 presenta un zonado algo más complejo ya que el núcleo es An_{35} seguido de una zona ancha de An_{27} , a continuación alternan zonas de An_{31} , An_{27} , seguido de otro sector con zonas alternantes de An_{31} , An_{37} , nuevamente aparece una zona ancha de An_{27} para terminar con un pequeño sector con zonas de An_{25} , An_{27} .

Por último la plagioclasa 7 presenta un zonado mas complejo que no es fácil sintetizarlo por sectores, ya que el núcleo es An_{38} seguido de una zona de An_{47} , a continuación hay un alternancia de zonas de An_{38} y An_{31} para terminar con un sector de zonas An_{27} , An_{31} y An_{38} .

Todos los cristales, sea cual sea su pauta de zonación presentan una zona externa rica en albita, la cual no supera la composición de An_{16} .

En resumen diremos que los zonados de las plagioclasas de los granitos de grano grueso y porfídicos pueden presentar diferente complejidad, con núcleos de composición próxima a An_{40} , aunque en algunas muestras se ha llegado a medir An_{62} , y zonas alternantes con valores en torno a An_{35} y An_{25} . Todas ellas están rodeadas de un borde de composición albitica cuyos contenidos en anortita oscilan

entre An₉ y An₁₆.

Según LOOMIS (1982) la mayoría de estos zonados oscilatorios más o menos complejos se producen por la existencia de movimientos convectivos periódicos en las proximidades del cristal de plagioclasa que esta creciendo, los cuales favorecerían los procesos de difusión entre el cristal y el fundido que le rodea. Así los zonados que encontramos en las plagioclasas de Mora - Gálvez nos indicarían que se han producido, con cierta intensidad, estos movimientos convectivos, que por ser de tipo local, explicarían también que en una misma muestra se encuentren pautas de zonación distintas.

El zonado de las plagioclasas de los leucogranitos es muy débil, por lo que no se realizaron medidas ópticas de los mismos.

Los análisis químicos de estos minerales (Tabla II.12) no manifiestan tan claramente esta zonación, aunque también puede apreciarse. En las tonalitas se analizaron fenocristales y cristales de la matriz. Uno de los fenocristales presenta un claro zonado oscilatorio, mientras que el otro parece que está zonado de forma más continua. Lo que si se pone de manifiesto es que estas plagioclasas no presentan un borde albitico, como sucede en las de los otros granitos.

La proyección de los análisis en el diagrama de clasificación de los feldespatos (Fig. 40, pag. 147) pone de manifiesto que la mayoría de las plagioclasas tienen composición de andesina. Los análisis que se proyectan en el campo de la labradorita corresponden a los núcleos y los que quedan en el campo de la oligoclasa, a bordes del cristal o zonas próximas a los mismos. Por último las plagioclasas de los leucogranitos son muy pobres en anortita, proyectándose

sus análisis en el campo de la albita.

Todas estas características ópticas y composicionales contrastan fuertemente con las que presentan las plagioclasas de los granitoides de la Unidad Migmatítica, ya que estas últimas apenas están zonadas y su variación composicional es más estrecha, todas son de composición andesina, mientras que las de Mora - Gálvez varían de labradorita a oligoclasa. Las plagioclasas de los leucogranitos de uno y otro sector también difieren composicionalmente, las de la U.M. son oligoclasas y las de Mora - Gálvez son albitas. Estas diferencias parecen apuntar que los líquidos magmáticos de los que proceden cada uno de los grupos de granitoides son distintos y que su historia evolutiva también ha sido diferente.

Biotita.

Este mineral aparece en todos los términos graníticos de este plutón, siendo más abundante en las tonalitas y escaso en los leucogranitos. Se presenta en cristales idiomorfos y subidiomorfos con numerosas inclusiones de apatito, circón y opacos.

En las tonalitas se encuentra marcando la orientación de la roca, con extinción ondulante y en ocasiones fenómenos de kinkado.

Aparecen texturas simplectíticas en las biotitas de los granitos de grano grueso y porfídicos, sobre todo cuando este mineral está en contacto con feldespato potásico. La alteración más frecuente es a clorita, produciéndose entonces exoluciones de rutilo en texturas sageníticas. También pueden aparecer epidotas como producto de alteración.

Cuando la roca está afectada por bandas de

cizalla, dependiendo del grado de deformación, este mineral presenta progresivamente extinción ondulante, formación de planos de kink o una total orientación dando lugar a la aparición de esquistosidad en la roca.

En los leucogranitos es frecuente encontrar crecimientos de moscovita a favor de cristales de biotita.

La composición química de las biotitas (Tabla II.13) pone de manifiesto sus altos contenidos en aluminio, con son normales en rocas de carácter aluminico, con contenidos en TiO_2 de moderados a altos.

En el diagrama de clasificación de estas micas (Fig. 43) todas ellas quedan dentro del campo de las biotitas, con unas relaciones $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ que varían en función del tipo de roca en el que se encuentren, así para la tonalitas esta relación es de 0.59, en los granitos de grano grueso y porfídicos varia de 0.60 a 0.70 y en los leucogranitos es de 0.90, es decir que a medida que la roca es más evolucionada aumenta el carácter férrico de las biotitas. Se aprecia también una correlación positiva entre la relación FM y el contenido en aluminio, la cual es más evidente cuando se enfrenta el contenido en Al^{VI} con esta relación FM (Fig. 44), hay una clara evolución de las biotitas a aumentar su contenido en aluminio a medida que la roca es más evolucionada, el caso extremo es el de las biotitas de los leucogranitos que presentan los mayores contenidos en Al^{VI} .

Otros dos elementos que varían con la relación FM son el Ti y el Mn. El primero de ellos disminuye a medida que la biotita es más rica en Fe (Fig. 45), lo cual estaría relacionado con las temperaturas de cristalización de las rocas, ya que a mayor temperatura más cantidad de Ti puede



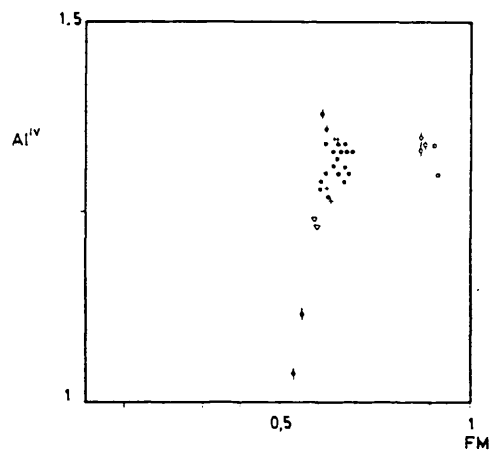


Figura 43: Diagrama de clasificación de biotitas, según DEER et al (1970). Triángulos invertidos: tonalita. Puntos: granitos de grano grueso. Puntos con línea vertical: biotitas verdes de los granitos de grano grueso. Cruces: granitos porfídicos. Círculos: leucogranitos. Círculos con línea vertical: biotitas verdes de los leucogranitos.

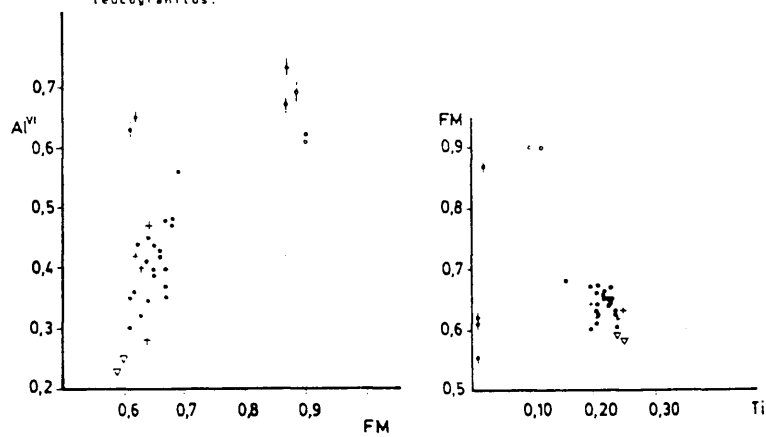
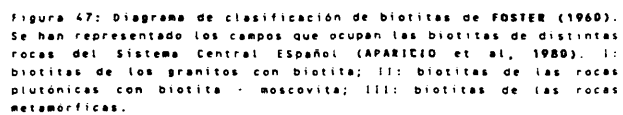
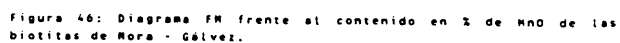


Figura 44: Diagrama Al^{VI} frente a la relación FM de las biotitas de los granitos de Mora - Galvez. Figura 45: Diagrama FM frente al contenido en Ti de las biotitas de los granitos de Mora - Galvez.

entrar en la red de la biotita, en este caso las tonalitas serían las que cristalizaron a mayor temperatura pues son las que más Ti contienen y a medida que el líquido magmático disminuye su temperatura y va evolucionando menor cantidad de Ti aparece en las biotitas, siendo los leucogranitos los que cristalizaron a la temperatura más baja.

Por lo que se refiere al contenido en MnO este es elevado en las biotitas de los leucogranitos (Fig.46), ya que en el resto de las rocas, este mineral presenta bajos contenidos en este elemento con una ligera tendencia a aumentar con el grado de evolución de la roca. El que las biotitas de los leucogranitos estén enriquecidas en MnO puede ser debido a que este elemento se haya comportado como incompatible en los líquidos magmáticos, acumulándose en los diferenciados finales por lo que cuando estos cristalizan, este elemento quedará alojado en las biotitas por ser uno de los pocos minerales ferromagnesianos que llevan estas rocas.

En el diagrama de clasificación de **FOSTER** (1960) (Fig.47) todos los análisis de las biotitas, excepto las de los leucogranitos, quedan en el campo de las biotitas ricas en Fe^{+2} , apreciándose una disminución en Mg a medida que aumentan, sobre todo, $Al^{VI} + Fe^{+3} + Ti$. Las biotitas de los leucogranitos quedan en el campo de las siderofillitas-lepidomelanas, donde se proyectan las biotitas de las pegmatitas, con bajos contenidos en Mg y altos en $Fe^{+2} + Mn$. Si comparamos los campos de proyección de estas biotitas con los de las biotitas de las rocas del Sistema Central Español (**APARICIO et al, 1983**) se comprueba que no existe relación entre ellas, ya que las de Mora - Gálvez presentan mayores contenidos en Al^{VI} y Ti (pues la cantidad de Fe^{+3} es muy pequeña) que aquellas.



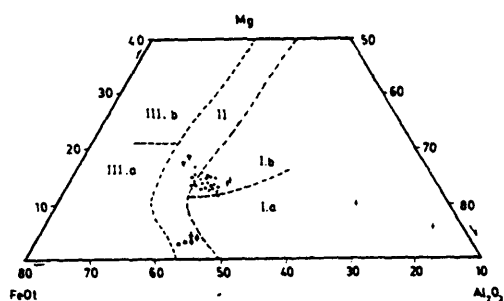


Figura 48: Diagrama de clasificación de HODGKINS (1947) modificado por ROSSI y CHEVRENOT (1987). I: biotitas de las asociaciones aluminico - potásicas (Ia tipo Limousin; Ib tipo Guéret). II: biotitas de las asociaciones calcoalcalinas; III: biotitas de las asociaciones monzoníticas (IIIa ferro - potásicas; IIIb magnésico - potásicas).

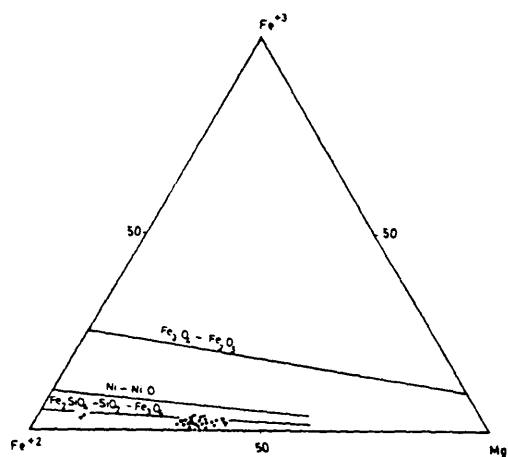


Figura 49: Diagrama de WONES y EUGSTER (1965) para determinar las condiciones de fugacidad de oxígeno de formación de las biotitas. Tampón magnetita hematitas ($\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3$); tampón $\text{Ni} - \text{NiO}$; tampón fayalita - cuarzo - magnetita ($\text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{Fe}_3\text{O}_4$).

Dentro del diagrama modificado de NOCKOLDS (Fig. 48) las biotitas de cada tipo rocoso quedan en campos distintos: las de las tonalitas en el campo de las asociaciones calcoalcalinas, y las de los granitos de grano grueso y porfídicos en el de las asociaciones aluminico-potásicas compuestas, que son rocas con moscovita. Las biotitas de los leucogranitos quedan también en el campo II de asociaciones calcoalcalinas pero con contenidos muy bajos en MgO, y que según la primitiva clasificación de NOCKOLDS corresponderían también a rocas con moscovita.

La proyección de estos análisis en el diagrama de WONES y EUGSTER (1965) (Fig. 49) nos indica que las biotitas de todas estas rocas se formaron en condiciones de baja fugacidad de oxígeno, ya que todos los análisis quedan por debajo de la línea que define el tampón fayalita-cuarzo - magnetita, por tanto al generarse en estas condiciones reductoras la cantidad de Fe^{+3} es muy baja.

Además de estas biotitas, que son las principales de estos granitos, aparecen otras de color verdoso, que proceden de la alteración de las anteriores y en los leucogranitos aparecen también asociadas a la alteración de la cordierita.

El análisis químico de estas micas (Tabla II.14) indica que son biotitas algo alteradas ya que contienen una importante proporción de K_2O . Las principales diferencias composicionales entre las biotitas sin alterar y estas son por un lado el mayor contenido en Al_2O_3 y menor proporción en FeO , MgO y TiO_2 , en las micas de color verde, manteniendo, aproximadamente, la misma relación FM que las biotitas sin alterar.

El mayor contenido en aluminio queda reflejado en el diagrama $Al^{VI} - FM$ (Fig. 44, pág. 156) en el que estas

biotitas quedan claramente separadas del resto. También en el diagrama Ti - FM (Fig. 45, pág. 156) se pone de manifiesto el menor contenido en Ti, quedando nuevamente separadas del resto de las biotitas.

Sin embargo en los diagramas de clasificación de FOSTER y MOCKOLDS se proyectan prácticamente en los mismos campos que las biotitas marrones. Unicamente en este último diagrama las biotitas verdes de una muestra de leucogranito quedan muy próximas al vértice del Al_2O_3 . (Figs. 47, pág.158; y 48, pág. 159).

Al igual que las plagioclasas, las biotitas de este plutón presentan claras diferencias con respecto a las de las de la U.M. Las de Mora - Gálvez presentan mayor contenido en Fe, Mn y algo más de Al, siendo más pobres en Mg y Ti. La menor proporción de estos dos elementos indica que las rocas graníticas de la U.M. son de carácter más básico y que su cristalización debió producirse a mayor temperatura que la de los granitos de Gálvez.

Cordierita.

Este mineral se presenta como accesorio en granitos de grano grueso y porfídicos, y en nódulos en los leucogranitos, por lo que sus características texturales en este último tipo de granitos, son distintas a las que presenta en los dos primeros.

En granitos de grano grueso y porfídicos se encuentra en cristales alotriomorfos y subidiomorfos, algunos de los cuales tienen un ligero carácter intersticial (Lámina 7, fotografía B).

La mayoría de las veces están alterados a micas blancas y pinnita, encontrándose cristales de biotita

que crecen encima de las cordieritas alteradas. Si los cristales no están alterados pueden presentar maclas de dos individuos, algunas de las cuales son en pico de flauta, y únicamente estar transformados los bordes del cristal a un fino agregado de micas blancas (Lámina 7, fotografía C).

En los leucogranitos la cordierita se presenta en dos tipos de cristales:

- En nódulos formando crecimientos micropegmatíticos con cuarzo. En este caso los cristales de cordierita pueden estar total o parcialmente alterados a micas blancas o micas de color verdoso. (Lámina 7, fotografía D).

- En pequeños cristales subredondeados dispersos por la roca, que en general se encuentran totalmente alterados a minerales micáceos.

Se analizaron cordieritas de los granitos de grano grueso y de los nódulos de los leucogranitos (Tabla II.15) ya que las de los granitos porfídicos están completamente alteradas y no se pudieron determinar.

La principal diferencia entre las cordieritas de cada uno de los tipos graníticos, está en su contenido en ferromagnesianos. Así las de los granitos de grano grueso presentan una relación FM próxima a 0.50, con bajos contenidos en Mn; mientras que las de los leucogranitos tienen una relación FM de 0.85, es decir son más ferricas y sus contenidos en Mn son bastante más elevados.

Este mayor contenido en MnO y bajo en MgO también se observa en las cordieritas de las aplitas con nódulos del plutón de La Cabrera (BELLIDO y BARRERA, 1979), lo cual es interpretado por estos autores como que los

líquidos residuales con altas concentraciones de aluminio se produce un fuerte enriquecimiento en Mn.

Por otra parte este enriquecimiento en manganeso, concuerda con lo observado en las biotitas de los leucogranitos, por lo que podemos decir que los líquidos de los que proceden los leucogranitos deberían tener una alta proporción relativa de este elemento, el cual durante la cristalización se repartió entre la biotita y la cordierita.

Las diferencias entre las cordieritas de Mora - Gálvez y las que aparecen en los granitoides de la U.M., son también significativas, tanto a nivel composicional como a posible origen. Las de la U.M. son más magnésicas y apuntan a un origen restítico, mientras que las de Mora-Gálvez son más ferricas, con mayor contenido en MnO y posiblemente por sus relaciones texturales, se hallan originado por cristalización de un líquido magmático.

Granate.

Es un mineral accesorio en granitos de grano grueso y porfídicos. Siempre se encuentra en pequeños cristales alotriomorfos fragmentados.

En los granitos de grano grueso los granates aparecen rodeados por pequeñas aureolas de micas verdes (Lámina 7, fotografía E), en las que además puede encontrarse alguna espinela verde. Esta forma de presentarse indica que los granates no son estables en la roca, por lo que deben tener un origen restítico.

En los granitos porfídicos únicamente se ha encontrado este mineral en una muestra, incluido en un cristal de plagioclasa.

Los análisis de estos granates (Tabla II.16) nos muestran que todos ellos son almandinos, con pequeñas proporciones de piropo (15 - 20 %) y cantidades menores de espesartita, grosularia y en algún caso algo de andradita.

En uno de los granates se analizó borde y núcleo, observándose un ligero enriquecimiento en Mn y Ca en el borde.

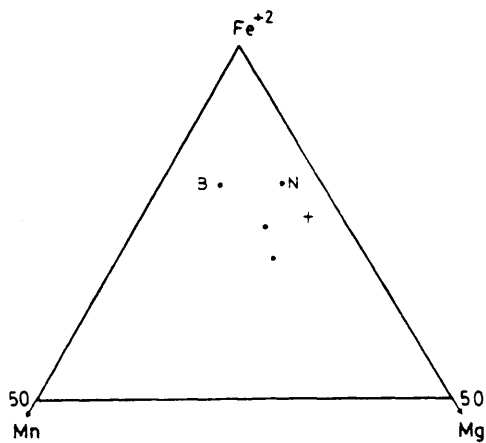


Figura 50: Diagrama Fe^{+2} - Mn - Mg de clasificación de granates. Se ha indicado el borde (B) y el núcleo (N) de un granate de granito de grano grueso.

En la figura 50 se han representado los granates analizados, todos ellos presentan un alto contenido en Fe, el granate de la muestra 79032 tiene el borde enriquecido en Mn y con menos Mg que el núcleo, por último el granate correspondiente al granito porfídico presenta mayor contenido en Mg que los de los granitos de grano grueso.

Moscovita.

Es un mineral poco abundante, aumentando su proporción en las rocas más diferenciadas. Se ha considerado que es un mineral tardimagmático o secundario por las relaciones texturales que presenta, ya que aparece ligado a la alteración de feldespatos o cordierita, o bien se encuentra en cristales subidiomorfos, en agregados radiales o dispersos por la roca, en ocasiones creciendo a favor de cristales de biotita a los que reemplazan parcialmente. Es muy frecuente que los cristales de moscovita presenten terminaciones simplectíticas.

Las micas analizadas (Tabla II.17) son moscovitas con una pequeña proporción de componente paragonítico, el cual aumenta en las moscovitas de los leucogranitos.

La relación FM es de 0.47 para las moscovitas de granitos de grano grueso y porfídicos, lo que indica un ligero carácter magnésico para las mismas. Contrasta con esta relación la que presentan las moscovitas de los leucogranitos que es de 0.76, por lo cual estas moscovitas son claramente ferricas y además contienen mayor proporción de MnO que las de los otros granitos. Se vuelven a repetir las mismas características composicionales que ya se habían

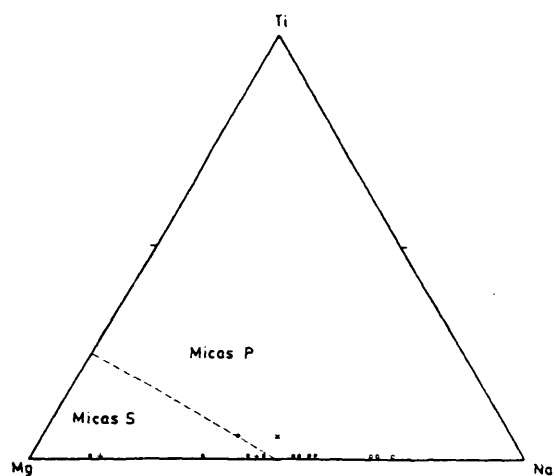


Figura 51: Diagrama de MILLER et al (1981) para la clasificación de moscovitas según su origen sea primario (micas - P) o secundario (micas - S). Misma simbología que en figuras anteriores, las aspas corresponden a moscovitas de un enclave de granito biotítico.

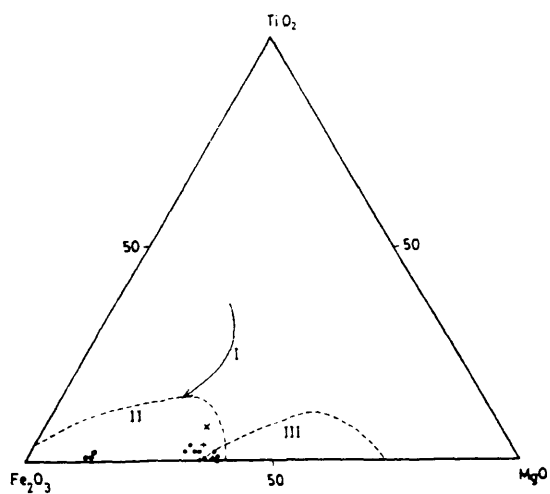


Figura 52: Diagrama de HOMIER et al (1984) de clasificación de moscovitas en función de su origen. I: línea de evolución de las moscovitas de origen magnético; II: campo de proyección de las moscovitas de origen tardi a post - magnético; III: campo de proyección de moscovitas de origen hidrotermal.

manifestado en las biotitas y cordieritas de los leucogranitos.

La proyección de los análisis de moscovitas en los diagramas de MILLER et al (1981) y MONIER et al (1984) (Figs. 51 y 52) pone de manifiesto el carácter tardío de estos minerales. En el primero de estos diagramas todos los análisis quedan proyectados en la línea Mg - Na, con bajos contenidos en Ti, lo cual es característico de las micas secundarias. Así mismo se puede comprobar que las moscovitas de los leucogranitos quedan más próximas al vértice Na, corroborando así su mayor contenido en componente paragonítico.

En el otro diagrama (Fig.52) todos los análisis quedan en el campo, definido por los autores, de las moscovitas tardí y post-magmáticas, situándose las moscovitas de los leucogranitos cercanas al vértice Fe_2O_3 , mientras que el resto presenta mayores contenidos en MgO.

Minerales accesorios.

Apatito, circón y opacos aparecen en todos los tipos graníticos asociados siempre a la biotita. Los opacos son ilmenitas (Tabla II.18) siendo las de los granitos de grano grueso más ricas en MnO que las de los porfídicos.

La turmalina, que no está presente en las tonalitas, se presenta en cristales alotriomorfos con fuerte pleocroísmo azul, dispersos por la roca, encontrándose en algunas escasas ocasiones creciendo a favor de fracturas de los feldspatos potásicos. Los análisis de turmalinas (Tabla II.19) indican que estas presentan altos contenidos en FeO y MgO por lo que se las puede encuadrar dentro de la serie dravita - chorlo.

Andalucita solo se ha encontrado en los

leucogranitos y de forma muy escasa, en cristales subidiomorfos con ligero pleocroismo rosa, incluidos en plagioclasa o rodeados por una aureola de moscovita.

III.2.2 .- Petrografía de los enclaves.

La descripción petrográfica se realizará según los grupos de enclaves que se han distinguido, ya que al ser su origen distinto las características texturales y mineralógicas son también algo diferentes.

Enclaves de rocas granudas.

Por ser todos ellos de origen ígneo, sus características petrográficas son similares. Dentro de este grupo están incluidos los siguientes enclaves: granodioritas porfídicas, granitos biotíticos y enclaves microgranulares.

Desde el punto de vista textural se pueden distinguir dos tipos fundamentales:

- Texturas porfídicas que corresponden a las granodioritas porfídicas y a la mayoría de los enclaves microgranulares. En ella aparecen fenocristales idiomorfos de plagioclasa y en algunos enclaves microgranulares además hay fenocristales de cuarzo y biotita.

La matriz es de grano fino a medio, subidiomorfa y ligeramente equigranular, en la mayoría de los enclaves. Pero además de esta matriz aparece otro tipo en la que hay cristales subidiomorfos de plagioclasa y biotita con cuarzo intersticial, dando lugar a una textura de tipo dolerítica o pseudodolerítica, que se encuentra

tanto en los enclaves microgranulares como en algunos de granodioritas porfídicas (Lámina 7, fotografía F).

- Texturas granudas, corresponden a los granitos biotíticos y a algunos microgranulares. Son subidiomorfos de grano medio a fino, inequigranulares y en ocasiones con escasos fenocristales de plagioclasa en los granitos biotíticos.

La mineralogía está formada por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales; cordierita, apatito, circón y opacos como accesorios en todos ellos y además hay sillimanita y espinela en algunos enclaves microgranulares, por último en todos ellos aparecen moscovita, clorita y sericita como minerales secundarios.

No se han realizado contajes modales sobre los enclaves, pero estimando la proporción de minerales se pueden clasificar como cuarzodioritas o tonalitas biotíticas los microgranulares y como granodioritas el resto.

Cuarzo.

Se presenta, fundamentalmente en todos los tipos de enclaves, como cristales alotriomorfos de carácter intersticial con ligera extinción ondulante. Si el enclave presenta deformación este cuarzo se encuentra recrystalizado.

En algunos de los enclaves microgranulares, además, hay fenocristales subidiomorfos, con golfos de corrosión, rodeados por pequeños cristales de biotita (Lámina 8, fotografía A). Estos fenocristales de cuarzo debieron cristalizar antes que los descritos en primer lugar.

En los enclaves de granodioritas porfídicas también hay pequeños cristales de cuarzo formando crecimientos gráficos con el feldespato potásico, por lo que serán más tardíos que los primeros.

Feldespato potásico.

Es poco abundante en todos los enclaves, llegando a no estar presente en algunos de tipo microgranular.

En general son cristales subidiomorfos y alotriomorfos de carácter intersticial, que en ocasiones pueden estar maclados según Carlsbad. En los enclaves granodioríticos hay ligeras texturas pertíticas en cuerda y algunas en parche. Presentan alteración a moscovita, la cual es más importante en los enclaves granodioríticos.

Plagioclasa.

Es muy abundante en todos los tipos de enclaves, pudiendo distinguirse dos tamaños de cristales:

- Fenocristales idiomorfos y subidiomorfos, maclados polisintéticamente y con zonado oscilatorio, el cual en los enclaves de granodioritas porfídicas y granitos biotíticos puede ser tan complejo como el que presentan las plagioclasas del granito que los incluye.

- Cristales de menor tamaño, que en los casos de texturas porfídicas forman parte de la matriz, son subidiomorfos con maclado polisintético y zonado oscilatorio más sencillo que el de los fenocristales.

Ambos tipos de cristales presentan alteración

a sericita que es más intensa en el núcleo del cristal.

Se analizaron (Tabla II.20) dos fenocristales de enclaves microgranulares y dos cristales de menor tamaño uno en un granito biotítico y otro en un enclave microgranular.

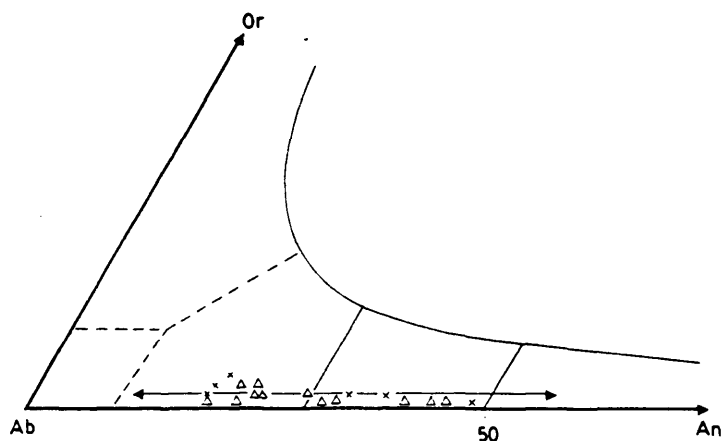


Figura 53: Diagrama Or - Ab - An (SMITH, 1975) de las plagioclasas de los enclaves de los granitos de Mora - Gálvez (Aspas : granitos biotíticos; triángulos : enclaves microgranulares). La línea representa el campo que ocupan las plagioclasas de los granitos de grano grueso, pues en ellos se encuentran estos enclaves.

Salvo uno de los fenocristales, el resto presentan núcleos con altos contenidos en anortita, siendo estos de composición andesina (Fig. 53), mientras que los bordes tienen composición oligoclasa. El fenocristal que presenta bajos contenidos en calcio es todo el de composición oligoclasa.

Si comparamos la composición de las



plagioclasa con las de los granitos que incluyen a los enclaves, vemos que todas ellas son de composición similar, aunque no alcanzan términos tan básicos como en los granitos.

Biotita.

Este mineral es muy abundante en todos los tipos de enclaves, presentándose en cristales de dos tamaños:

- Cristales grandes idiomorfos o subidiomorfos, que en algunos enclaves microgranulares son fenocristales. En ellos son numerosas las inclusiones de apatito, circón y opacos.

- Cristales pequeños idiomorfos o subidiomorfos de hábito tabular que pueden estar agregados o dispersos por la roca. También pueden encontrarse incluidos en feldespato potásico o plagioclasa.

Ambos tipos se alteran a clorita apareciendo entonces exoluciones de rutilo en texturas sageníticas.

Se efectuaron análisis de las biotitas de los enclaves de granitos biotíticos y microgranulares (Tabla II.21). Todos ellos se proyectan en el campo de las biotitas (Fig. 54) con contenidos en Al^{IV} altos, típicos de rocas de carácter aluminico. Por lo que se refiere a las relaciones FM, son similares a las de los granitos que los contienen, únicamente destacar que las biotitas de los enclaves

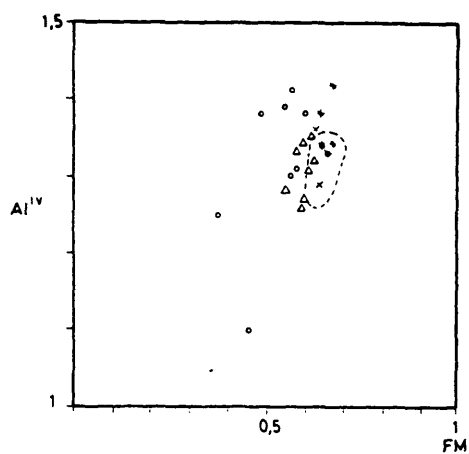


Figura 54: Diagrama de clasificación de biotitas (DEER et al, 1970) de los enclaves de los granitos de Mora - Gálvez (Aspas: granitos biotíticos. Triángulos: enclaves microgranulares. Círculos: enclaves sobremicáceos. Asteriscos: enclaves metamórficos). El campo señalado corresponde al que ocupan las biotitas de los granitos de grano grueso.

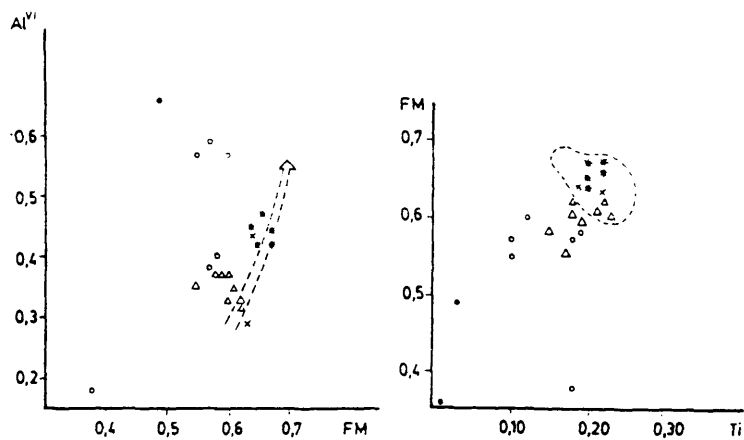


Figura 55: Diagrama Al^{VI} / FM de las biotitas de los enclaves. La flecha indica la evolución de las biotitas de los granitos de grano grueso. (Puntos: biotitas verdes de los enclaves sobremicáceos).

Figura 56: Diagrama FM / Ti de las biotitas de los enclaves. Se ha señalado el campo que ocupan las biotitas de los granitos de grano grueso.

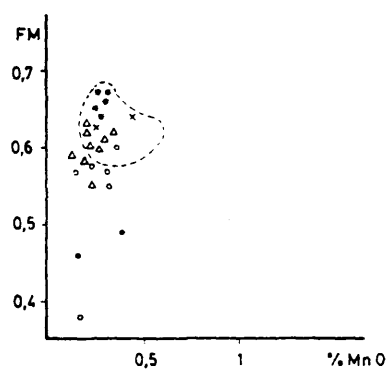


Figura 57: Diagrama FM / % MnO de las biotitas de los enclaves. El campo señalado corresponde al que ocupan las biotitas de los granitos de grano grueso.

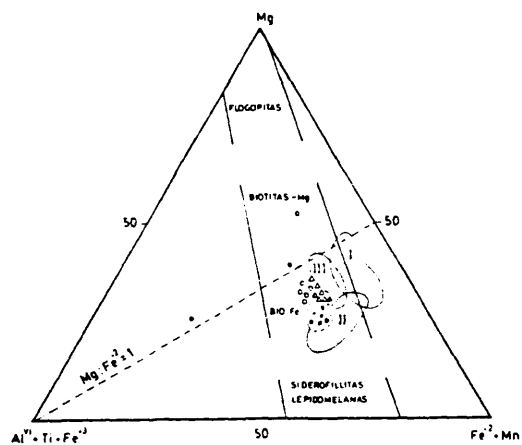


Figura 58: Diagrama de FOSTER (1960) de las biotitas de los enclaves. En trazo discontinuo se ha señalado el campo que ocupan las biotitas de los granitos de grano grueso, y los campos I, II, y III corresponden a las biotitas de distintas rocas del Sistema Central Español (APARICIO et al., 1980).

microgranulares son algo más magnésicas que las de los granitos de grano grueso, lo cual puede ser interpretado como que las biotitas de los enclaves cristalizaron antes.

El contenido en Al^{VI} (Fig. 55) es ligeramente más bajo que el de las biotitas de los granitos de grano grueso, por lo que podrían proceder de líquidos menos saturados en aluminio que los de los granitos que los contienen.

Los contenidos en Ti y MnO (Figs. 56 y 57) son algo más bajos que los de los granitos, lo cual es más patente en las biotitas de los enclaves microgranulares. El menor contenido en MnO está en concordancia con lo expuesto en la petrografía de los granitoides, ya que si estos enclaves cristalizaron antes que el granitoide sus fases ferromagnesianas contendrán menos cantidad de MnO que las que proceden de líquidos algo más evolucionados.

En el diagrama de POSTER (1960) (Fig. 58) todas las biotitas de estos enclaves quedan dentro del campo de las biotitas férricas, presentando las de los enclaves microgranulares mayores contenidos en Mg por lo que quedan fuera del campo de proyección de las biotitas de los granitos de grano grueso. Las biotitas del enclave del granito biotítico no presentan diferencias con respecto a las de su roca huésped.

En el diagrama de NOCKOKLDS (Fig. 59) las biotitas de los enclaves microgranulares quedan entre las asociaciones calcoalcalinas y las aluminico potásicas, mientras que las de los granitos biotíticos caen dentro del campo de estas últimas asociaciones, al igual que las biotitas de la roca que los contienen.

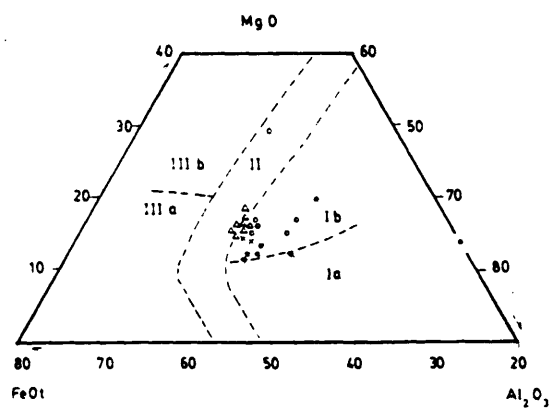


Figura 59: Diagrama modificado de MCKOLOS de las biotitas de los enclaves.

En todos estos diagramas de clasificación y caracterización de las biotitas de estos enclaves, se pone de manifiesto una similitud entre la composición de esta fase mineral y la del granito encajante, hecho este que apunta hacia un equilibrio entre ambos tipos de rocas.

Si comparamos las biotitas de los enclaves microgranulares con las que contienen este mismo tipo de enclaves en los granitos del Sistema Central (BARRERA et al, 1981) se observa que las de los enclaves aquí estudiados son mucho más aluminicas y menos magnésicas, lo cual indica que proceden de líquidos más aluminicos y de composición más ácida.

Cordierita.

Se trata de un mineral accesorio que aparece

en los enclaves de granodioritas porfídicas y granitos biotíticos y en algunos enclaves microgranulares. Se distinguen cristales con dos hábitos diferentes:

- Cristales subidiomorfos o alotriomorfos dispersos por la roca, que pueden estar total o parcialmente alterados a pinnita y micas. Es la forma más frecuente de presentarse. También se ha encontrado este mineral en el contacto del enclave con el granito (la cordierita se encuentra en este último), por lo que estos cristales han podido generarse por reacción entre el enclave y el granito.

- Cristales alotriomorfos de carácter intersticial con los bordes ligeramente alterados a micas, que aparecen exclusivamente en alguno de los enclaves microgranulos.

Se analizaron exclusivamente este último tipo de cordieritas, ya que son las menos alteradas (Tabla II.23). La relación FM que presentan es un poco más baja (0.47) que la de las cordieritas de los granitos (0.50). También cabe destacar que el contenido en MnO es ligeramente más bajo en estas que en las de los granitos, siendo estas las únicas diferencias que existen entre este mineral.

Moscovita.

Es un mineral poco abundante, sobre todo en los enclaves microgranulares. Siempre se ha encontrado asociado a la alteración de feldespatos y cordierita en cristales subidiomorfos, por lo que se pueden interpretar como minerales secundarios o tardimagmáticos.

Se analizó un cristal de moscovita (Tabla II.17) de los granitos biotíticos. Su relación FM es de 0.46, lo cual indica un ligero carácter magnesico para la misma, similar al que presentan las moscovitas de los granitos de grano grueso. Se trata de una moscovita con un 9% de componente paragonítico.

Proyectando este análisis en el diagrama de MILLER et al (1981) (Fig. 51, pág. 164) se sitúa en el campo de indeterminación de las moscovitas primarias y secundarias, ya que posee un contenido relativamente elevado en Ti, sin embargo por su textura se puede considerar que es una mica secundaria.

Minerales accesorios.

Apatito es muy abundante en enclaves microgranulares encontrándose en cristales aciculares dispersos por la roca. En los otros enclaves se encuentra asociado a la biotita, al igual que circón y opacos.

Sillimanita en haces fibrolíticos y espinela subidiomorfa de color verde, se han encontrado en un enclave microgranular. Su presencia podría explicarse como minerales restiticos, procedentes de un enclave de roca metamórfica que ha sido asimilado por el enclave microgranular, lo cual sería factible ya que se han encontrado enclaves dobles de estos dos tipos litológicos.

Todos estos enclaves poseen unas características de composición mineral muy similares a los de los granitos que los contienen. Por tanto suponemos que estos enclaves proceden de los mismos líquidos magmáticos que los granitos pero con distintos grados de evolución.

Enclaves de rocas metamórficas.

Las características petrográficas de estos enclaves se describen en función de la naturaleza de los mismos.

Enclaves de naturaleza pelítica.

Se incluyen aquí pizarras, esquistos y neises. Todos ellos presentan texturas con fuerte esquistosidad, que está definida por la orientación de las micas, esta puede estar crenulada en algunas muestras, además los enclaves de esquistos y neises presentan bandeo composicional.

La mineralogía de estos enclaves está formada por: cuarzo, biotita y moscovita en todos ellos, además hay plagioclasa, cordierita, andalucita (parte de la cual se ha formado por metamorfismo de contacto) y sillimanita en esquistos y neises, y en estos últimos feldespato potásico, espinela y turmalina.

De todos estos minerales destacamos aquellos que han sido analizados por microsonda, para poner de relieve sus diferencias con los minerales de las rocas ígneas.

Biotita.

Es un mineral abundante en todos los enclaves, distinguiéndose dos generaciones de biotitas:

- Una primera de cristales idiomorfos, con hábito tabular, que definen la esquistosidad, a los cuales

aparece asociada la sillimanita.

- Una segunda generación de cristales de mayor tamaño que los anteriores, subidiomorfos y alotriomorfos que se disponen de forma cruzada a la esquistosidad. Se supone que este tipo de cristales ha podido formarse por metamorfismo de contacto.

Ambos tipos de cristales presentan ligera alteración a clorita.

Se analizaron biotitas de la segunda generación en un enclave esquistoso y en otro neísico (Tabla II.21), las cuales presentan unas relaciones FM similares a las del granito que las incluye (Fig. 54, pág. 173) aunque su contenido en Al^{IV} es algo mayor, sobre todo en el enclave de tipo neísico. Estos análisis quedan proyectados en el campo de las biotitas.

Por lo que respecta al contenido en Al^{VI} (Fig. 55, pág. 173) este es intermedio, proyectándose los análisis en el mismo campo que ocupan las biotitas del granito que las incluye. En este diagrama quedan separadas estas biotitas de las de los enclaves microgranulares.

El contenido en Ti es moderado (Fig. 56, pág. 173), ligeramente más alto que el de las biotitas de enclaves de origen ígneo, pero similar al de las biotitas de los granitos de grano grueso. El contenido en MnO es bajo (Fig. 57, pág. 174) y apenas varía en las biotitas de los dos tipos de enclaves analizados, guardando similitud con las biotitas de las rocas graníticas.

En el diagrama de clasificación de FOSTER (1960) (Fig. 58, pág. 174) quedan dentro del campo de las biotitas férricas, con contenidos relativamente elevados de $Al^{VI} + Fe^{+3} + Ti$, que están condicionados sobre todo por el

carácter aluminico de este mineral.

En el diagrama modificado de NOKKOLDS (Fig. 59, pág. 176) las biotitas metamórficas quedan en el campo de las rocas aluminico potásicas, pero claramente separadas de las biotitas de rocas de origen ígneo, como consecuencia del mayor contenido en Al_2O_3 de estas.

La clasificación de estas biotitas en los distintos diagramas pone de manifiesto que hay una gran similitud con las biotitas de los granitos que contienen a estos enclaves, lo cual no es de extrañar ya que si estas biotitas analizadas se originaron por metamorfismo de contacto, deben estar en equilibrio con el granito.

Cordierita.

Está presente en los esquistos y neises, siendo en ambos poco abundante. Los cristales son distintos según el tipo rocoso, así en los esquistos son cristales poiquiloblásticos con inclusiones de biotita y probablemente se han formado por metamorfismo de contacto. Mientras que en los neises son cristales subidiomorfos, de hábito subredondeado, ligados a bandas más biotíticas y orientados según la esquistosidad de la roca. Están asociados a pequeños cristales aciculares de sillimanita y encima de ellos se pueden encontrar cristales idiomorfos de espinela verde. Estas cordieritas están total o parcialmente alteradas a micas.

Las cordieritas analizadas (Tabla II.23) corresponden a las de los enclaves neísicos. Presentan unas relaciones FM entre 0.48 y 0.59, similares a las que presentan las cordieritas de los granitos que incluyen al enclave. Hay que destacar que presentan unos contenidos en

Na relativamente altos y similares a los del granito huésped, por lo que pensamos que estas cordieritas han podido reequilibrarse, en parte, con el líquido mágnatico.

Microenclaves.

Incluimos en este apartado todos aquellos microenclaves que se han encontrado, fundamentalmente en granitos de grano grueso, y que proceden de la asimilación de un enclave mayor del cual solo quedan algunos restos minerales, estos enclaves asimilados corresponden a la transformación de enclaves de naturaleza pelítica.

Esta transformación comienza por una penetración del granito a favor de los planos de esquistosidad del enclave. En estos casos, en la lámina delgada, puede verse un bandeo formado por la roca granítica y lo que queda de la roca metamórfica, compuesta fundamentalmente por micas, algo de espinela y opacos.

Cuando el grado de transformación es mucho mayor lo único que queda es una asociación de espinelas y sillimanita rodeadas por biotita y minerales alterados, en otros casos quedan, además, algunos cristales de andalucita y micas (Lámina 8, fotografía B).

Enclaves de naturaleza calcosilicatada.

Este tipo de enclaves se encuentra fundamentalmente en la zona sur-oeste de los granitos de grano grueso, puesto que es allí donde el contacto se realiza con rocas de naturaleza carbonatada.

Todos los enclaves de rocas de silicatos cálcicos presentan textura granoblástica, de grano fino a medio, inequigranular y con bandeo composicional, que puede estar atravesado por pequeñas fracturas rellenas de escapolita.

La mineralogía de estos enclaves está formada por: cuarzo, plagioclasa, wollastonita, diopsido, idocrasa, granate, escapolita y calcita.

Diopsido, granate e idocrasa suelen aparecer en bandas alternantes, el primero forma cristales alotriomorfos, que en ocasiones están dispersos por la roca. Granate e idocrasa suelen aparecer asociados en la misma banda, siendo los cristales de granate de mayor tamaño. En algunas muestras estos dos minerales incluyen diopsido.

La wollastonita se encuentra en cristales tabulares que pueden crecer en haces radiales.

Cuarzo, plagioclasa y calcita son minerales poco abundantes y de carácter intersticial.

Esta paragénesis mineral, y sobre todo teniendo en cuenta la presencia de idocrasa, nos indica que estos enclaves han sufrido un metamorfismo de contacto de alto grado, lo cual por otro lado es lógico ya que han estado inmersos en el líquido granítico.

Enclaves sobrenicáceos.

Presentan texturas lepidoblásticas, con orientación en la parte más interna del enclave, subidiomorfos y de grano fino.

La mineralogía de estos enclaves es muy sencilla, ya que está formada fundamentalmente por biotita y sillimanita con cantidades accesorias de cuarzo, cordierita, andalucita, espinela, apatito, circón y opacos, siendo minerales secundarios moscovita y clorita.

La biotita es el componente mayoritario de estos enclaves, superando el 65 % modal y en ocasiones el único componente del enclave.

Se presenta en cristales idiomorfos y subidiomorfos con inclusiones de apatito, circón y opacos. El tamaño de los cristales es variable, ya que en la zona más interna del enclave aparecen cristales grandes, que van disminuyendo de tamaño hacia el exterior, aumentando nuevamente en el contacto con el granito que lo incluye. En estas zonas de contacto pueden aparecer algunos cristales de cuarzo intersticiales entre la biotita.

Se han analizado biotitas de color marrón tanto del interior del enclave como del exterior del mismo (77052) (Tabla II.21), así como biotitas de color verde (79024) (Tabla II.22) que se encuentran en la parte más externa del enclave y frecuentemente asociadas a sillimanita.

Todos los análisis de micas realizados quedan proyectados en el campo de las biotitas (Fig. 54, pág. 173) con unas relaciones FM más bajas que las de los granitos que los incluyen. Este carácter más magnésico es más acusado en la biotita del interior del enclave, ya que es la que

presenta una relación FM más baja. Las biotitas verdes, comparadas con las marrones tienen una relaciones FM y un contenido en Al^{IV} más bajo.

En cuanto al contenido en Al^{VI} , es muy variable (Fig. 55, pág 173), la biotita del centro del enclave es muy baja en Al^{VI} , mientras que las del exterior presentan un contenido similar al de las biotitas del granito huésped. Sin embargo las biotitas del otro enclave, se separan claramente de todos los grupos de biotitas analizados, pues son las que mayor contenido en Al^{VI} presentan, y dentro de ellas las de color verde son las más aluminicas, saliendo fuera de la escala de representación una de ellas.

El contenido en Ti (Fig. 56, pág. 173) en general es más bajo que el que presentan las biotitas de los granitos de grano grueso y es muy bajo en las biotitas verdes, seguramente por que estas proceden de la alteración de las marrones y han perdido parte del titanio. En cuanto al contenido en MnO es bajo en todas ellas (Fig. 57, pág 174) y de una magnitud similar al que presentan las del granito encajante.

En el diagrama de clasificación de FOSTER (Fig. 58, pág. 174) quedan claramente separadas estas biotitas. La que corresponde al centro del enclave de la muestra 77052, se proyecta en el campo de las biotitas magnésicas, con muy bajos contenidos en Al^{VI} y Fe^{+2} . Las biotitas del exterior de este enclave quedan en el campo de las biotitas férricas algo separadas de las biotitas de los granitos de grano grueso. Las biotitas marrones del enclave 79024 se proyectan próximas a las anteriores pero con mayores contenidos en Al^{VI} y las biotitas verdes quedan por encima de la línea que separa las biotitas ferricas de las magnésicas, quedando en el campo de estas últimas, con

contenidos en Al^{VI} también bastante elevados.

Por último en el diagrama modificado de NOCKOLDS (Fig. 59, pág. 176) casi todas las biotitas quedan dentro del campo de las rocas aluminico potásicas con altos contenidos en Al_2O_3 . La biotita del interior del enclave queda en el campo de rocas calcoalcalinas con alto contenido en MgO.

Con todo lo expuesto podemos concluir lo siguiente:

- Las biotitas que se encuentran en el interior del enclave deben tener un origen restítico ya que son mucho más magnésicas que el resto y en todos los diagramas se separan claramente del resto de los análisis de otras biotitas.

- Las biotitas del exterior del enclave han debido reaccionar con el granito que las incluye, ya que aunque presentan un valor FM más bajo que las de los granitos, comparten algunas de sus características químicas, ya que en muchos diagramas se representan en el mismo campo, o en las proximidades, de las biotitas del granito encajante, por lo que deben haber alcanzado un cierto equilibrio.

- Las biotitas marrones del enclave 79024, son más aluminicas y algo más magnésicas que las del granito que las incluye, por lo que no han debido alcanzar un total equilibrio con el mismo.

- Las biotitas verdes de ese mismo enclave guardan similitud con las biotitas verdes de los granitos de

grano grueso, por lo que ambos tipos de micas verdes han debido sufrir el mismo proceso de alteración, que se traduce fundamentalmente, en una disminución del contenido en titanio.

Se analizaron también cordieritas del contacto del enclave con el granito. Se trata de cristales de pequeño tamaño, subidiomorfos, a veces maclados y parcialmente transformados a micas (Lámina 8, fotografía C.). Presentan una relación FM de 0.50 (Tabla II.23), y unas características químicas iguales a las de las cordieritas de los granitos de grano grueso.

Dentro de los minerales opacos, que en ocasiones son abundantes, se analizaron ilmenitas (Tabla II.24) sin Fe_2O_3 y una pequeña proporción de MnO que es ligeramente inferior a la de las ilmenitas de los granitos. También entre los opacos se detectaron algunos sulfuros.

III.3 .- EVOLUCION TERMODINAMICA DEL PLUTON MORA - GALVEZ.

III.3.1 .- Condiciones de emplazamiento: metamorfismo de contacto.

La serie Paleozoica en la que intruyen las rocas graníticas de Mora - Gálvez, está formada por rocas pelíticas y carbonatadas con algunos niveles cuarcíticos intercalados. Los metasedimentos pelíticos predominan en el contacto norte, mientras que los de tipo carbonatado son más abundantes en el contacto sur, lo cual no excluye el que puedan aparecer pequeños niveles carbonatados entre las pelitas o viceversa.

Dado que el metamorfismo de contacto genera asociaciones minerales muy diferentes, en función de la litología que se ve afectada por el mismo, describiremos este metamorfismo de contacto atendiendo a estas litologías.

III.3.1.1 .- Metamorfismo de contacto en metasedimentos pelíticos.

El aspecto de campo que presentan estas rocas depende de su situación con respecto a la roca granítica. Así las que se encuentran en contacto directo con el granito son corneanas oscuras, masivas, que en ocasiones están penetradas por el granito.

A medida que nos alejamos del contacto van apareciendo esquistos mosqueados, en los que las "moscas" van disminuyendo de tamaño hasta desaparecer en la parte más externa de la aureola, la cual tiene una extensión entre

1000 y 1500 metros.

En el mapa de cartografía (Fig. 1) se ha señalado el límite externo de la aureola de contacto, en las zonas que ha sido posible, ya que en el contacto sur hay un sector en el que no está trazado este límite, puesto que las rocas que se ponen en contacto con el granito son de composición cuarcítica, por lo que no se aprecian en ellas los efectos del metamorfismo de contacto, no pudiendo determinar por tanto el límite externo de la aureola.

Dentro de la aureola de contacto podemos distinguir distintas asociaciones minerales en función del grado de metamorfismo de contacto, estas son:

- 1.- Corneanas de grado alto.
- 2.- Corneanas de grado medio.
- 3.- Corneanas de grado bajo.

- Corneanas de alto grado.

Son las que se encuentran pegadas al contacto con el granito. Este conjunto de rocas presenta textura granoblástica en la que pueden distinguirse "moscas" con forma elipsoidal y tamaños que oscilan entre 2 y 3 mm. En general estas rocas están esquistosadas, pudiendo presentar en algunas ocasiones bandeo composicional.

La mineralogía que presentan es la siguiente: cuarzo + feldespato potásico + biotita +/- cordierita +/- andalucita +/- plagioclasa, como minerales fundamentales; opacos +/- turmalina como accesorios y moscovita + sericita + clorita como secundarios.

El feldespato potásico es abundante en todas las rocas, en pequeños cristales subidiomorfos y

alotriomorfos de carácter poquiloblástico, que incluyen cuarzo, esta característica textural hace pensar que se han formado como consecuencia del metamorfismo de contacto. En alguna ocasión pueden estar maclados.

Otro mineral presente en todas las rocas es la biotita la cual puede ser muy abundante o más bien escasa, depende de las muestras. Se encuentra en dos tipos de cristales: unos idiomorfos o subidiomorfos de pequeño tamaño, que definen la esquistosidad, y debieron formarse antes del metamorfismo de contacto. Los otros cristales son alotrioblásticos, de tamaño algo mayor que los anteriores y carácter poquiloblástico, sin orientación y creciendo encima de la cordierita por lo que deben ser posteriores a esta, y su generación debe estar relacionada con el metamorfismo de contacto. Estos cristales no presentan alteración.

La cordierita forma "moscas" de forma elipsoidal y tamaños entre 2 y 3 mm. Son de carácter poquiloblástico y se alteran con facilidad a sericita y moscovita, la cual puede aparecer en grandes cristales alotriomorfos. La andalucita también aparece formando "moscas", pero exclusivamente localizada en la Sierra del Castañar; se trata de cristales alotrioblásticos poquiliticos, con inclusiones de pequeños cristales de cuarzo.

- Corneanas de grado medio.

Se extienden desde unos 100 m. del contacto hasta unos 600 m. del mismo. Son esquistos corneánicos y

pizarras mosqueadas con textura granoblástica que presenta esquistosidad, la cual en ocasiones se encuentra crenulada, aparecen también "moscas" elipsoidales con tamaños entre 1 y 2 mm.

Composicionalmente están formadas por: cuarzo +/- cordierita +/- andalucita +/- plagioclasa + biotita + moscovita, como minerales más abundantes; opacos +/- turmalina como accesorios y sericita + clorita como secundarios. La diferencia principal con la paragénesis del grado alto es la ausencia de feldespato potásico.

Las "moscas" están formadas por cordierita y andalucita, ambas de forma elipsoidal y carácter poiquiloblástico. Es frecuente la alteración de cordierita a sericita y grandes cristales de moscovita. La andalucita, además, puede encontrarse en pequeños cristales subidiomorfos dispersos por la roca, o incluidos en cordierita. Tanto las "moscas" como estos cristales presentan pleocroismo rosa, y parecen algo posteriores a la generación de la cordierita.

Dentro de la biotita distinguimos los mismos dos tipos de cristales que en el grado anterior. Los que definen la esquistosidad están alterados a clorita y los alotrioblásticos crecen encima de la cordierita.

- Corneanas de grado bajo.

Se encuentran desde unos 500 - 600 m. del contacto con el granito hasta el final de la aureola. Todas las rocas que pertenecen a este grado son pizarras mosqueadas, con textura granoblástica en la que destacan

"moscas" elipsoidales con tamaños entre 1 y 1.5 mm., completamente alteradas a sericita. Estas pizarras presentan esquistosidad que en ocasiones está crenulada. Es importante destacar que todas las rocas que pertenecen a este grado están bastante alteradas.

Su mineralogía es: cuarzo +/- plagioclasa + biotita + moscovita como minerales principales; opacos +/- turmalina como accesorios y sericita + clorita como secundarios.

El rasgo mineralógico más llamativo es que la sericita es muy abundante, ya que aparece como el producto de alteración de los minerales que inicialmente formaban las "moscas", las cuales presentan hábito poiquiloblástico, incluyendo pequeños cristales de cuarzo.

Tanto biotita como moscovita se presentan en dos tipos de cristales diferentes, bien en pequeños cristales subidiomorfos que definen la esquistosidad, bien en cristales alotrioblásticos cruzados con la misma. Estos últimos cristales contribuyen también al aspecto mosqueado de la roca y han debido de formarse durante el metamorfismo de contacto.

Inicialmente estas rocas que presentan las "moscas" completamente alteradas a sericita, corresponderían a un grado mayor de metamorfismo de contacto, pero actualmente al estar tan transformadas se han clasificado según el grado que presentan, ya que no se pueden reconocer los minerales iniciales.

III.3.1.2 .- Metamorfismo de contacto en metasedimentos carbonatados.

Los metasedimentos carbonatados aparecen de forma predominante en la Sierra de San Pablo y en la del Castañar (al sur de la zona estudiada). En los afloramientos estas rocas se presentan de forma masiva bandeada, con tramos alternantes de colores blancos, verde azulados o grisáceos, que varían de potencia desde unos 20 ó 30 cm. a 3 ó 4 cm.

Hay que destacar que en las cercanías del pueblo de San Pablo de los Montes aparecen unos cerros de mármoles a modo de "roof pendant" dentro del granito, como si fueran macroenclaves, y es en ellos dónde se alcanza el grado más alto de metamorfismo de contacto. También en estos cerros los metasedimentos presentan un suave plegamiento (Lámina 8, fotografía D) el cual no se aprecia fuera de ellos. Estos afloramientos han sido descritos y estudiados por ROBLEDO (1973).

La descripción petrográfica de estas rocas se realizará atendiendo a la paragénesis mineral que presentan, ya que aunque todas quedarían dentro de los grados alto y medio, precisar el grado al que corresponden es difícil ya que el mismo depende de la concentración de CO₂ que hubiera en el sistema. No obstante la descripción se inicia por aquellas rocas que corresponderían al grado más alto, para continuar con las de grado más bajo.

- Paragénesis con wollastonita.

Rocas con este mineral se han encontrado al pie del Monte Viñas, que constituye uno de los "roof

pendant", al oeste de San Pablo de los Montes. Se trata de rocas granoblásticas con bandeo composicional, de grano medio, que pueden estar atravesadas por venas secundarias de clinozoisita.

La paragénesis mineral es: wollastonita + diopsido + cuarzo + flogopita + esfena como minerales principales; clinozoisita + clorita son minerales secundarios.

Wollastonita se encuentra en cristales subidioblásticos de hábito acicular, a veces bien desarrollados, con inclusiones de pequeños cristales de cuarzo. El diopsido se presenta en pequeños cristales subidioblásticos, con inclusiones de cuarzo o esfena, concentrados en bandas y entre los que aparecen cristales subidiomorfos de flogopita.

- Paragénesis con idocrasa - granate.

Se localiza también en los "roof pendant" que están en los alrededores de San Pablo. Su textura es granoblástica con bandeo composicional, la mayoría de ellas son de grano medio pero también pueden encontrarse algunas de grano fino.

La asociación mineral que las caracteriza es: idocrasa +/- granate +/- diopsido +/- flogopita + cuarzo como minerales más abundantes; biotita + opacos +/- epidota como accesorios y clorita como secundario.

Idocrasa y granate aparecen asociados en bandas, el primero en cristales idioblásticos bien desarrollados y el segundo en cristales subredondeados que

ópticamente presentan ligera zonación.

Diopsido y flogopita pueden encontrarse en pequeños cristales subidioblásticos dispersos por la roca o concentrados en pequeñas bandas.

- Paragénesis con olivino.

Estas rocas se encuentran tanto en los "roof pendant" como en las Sierras de San Pablo y el Castañar. La textura de las mismas es granoblástica, de grano medio a fino, en la que se suele apreciar una ligera orientación.

La paragénesis mineral es: calcita + olivino +/- diopsido +/- cuarzo +/- flogopita como minerales principales y opacos +/- anfíbol +/- espinela como accesorios.

Olivino y diopsido se encuentran asociados formando pequeñas bandas en la roca. El primero puede encontrarse alterado a serpentina en algunas ocasiones.

El anfíbol solo se ha encontrado en una muestra, en cristales aciculares agrupados en agregados fibrosos, por su aspecto probablemente se trate de cristales de tremolita.

- Paragénesis con piroxeno.

Tienen la misma distribución que la paragénesis anterior, apareciendo además en algunos de los afloramientos del contacto norte del granito.

Presentan textura granoblástica de grano medio

a fino y bandeado composicional. Su asociación mineralógica es: calcita + diopsido +/- flogopita +/- anfíbol +/- cuarzo +/- plagioclasa +/- feldespato potásico +/- zoisita como minerales principales; opacos y esfena son accesorios y prehnita +/- stilnomelana +/- epidota aparecen como secundarios rellenando venas.

El diopsido se encuentra en todas las muestras en dos tipos de cristales: unos pequeños alotriomorfos que aparecen dispersos por la roca o agrupados en agregados proporcionando un aspecto mosqueado a la roca; y otros que son alotrioblásticos o subidioblásticos que engloban cristales de calcita o cuarzo, en ocasiones estos cristales de diopsido pueden estar bien desarrollados adquiriendo un tamaño mayor que el resto de minerales de la roca. El anfíbol se encuentra intercreciendo con el piroxeno en pequeños cristales de color verdoso.

Feldespato potásico y flogopita son muy escasos, el primero se encuentra en cristales alotrioblásticos en relación con el cuarzo y el segundo en pequeños cristales subidioblásticos formando bandas.

- Paragénesis con anfíbol.

Se localiza en los mismos sectores que la paragénesis anterior. Nuevamente se trata de rocas granoblásticas, de grano fino a medio con bandeado composicional y ligera deformación.

La asociación mineral característica es: anfíbol +/- calcita +/- cuarzo +/- feldespato potásico +/- plagioclasa +/- flogopita +/- biotita +/- micas blancas como

minerales fundamentales; como accesorios hay opacos +/- stilnomelana y epidota + clorita +/- prenhita como secundarios relleno de venas.

El anfíbol aparece en todas las muestras, en general en cristales grandes, bien desarrollados, subidioblásticos con formas de crecimiento de tipo radial, a veces pueden concentrarse en bandas. Pueden ser incoloros o verde azulados.

Flogopita y biotita se encuentran en muchas ocasiones creciendo junto con el anfíbol en cristales más pequeños, otras veces pueden aparecer dispersas por la roca.

III.3.1.3 .- Conclusiones sobre el metamorfismo de contacto.

De lo anteriormente expuesto podemos obtener las siguientes conclusiones:

- Dentro de la aureola de contacto que provocan los granitoides de Mora - Gálvez en su encajante podemos establecer una zonación de facies de metamorfismo de contacto:

- Facies de las corneanas piroxénicas, localizadas en el contacto con el granito y con una extensión máxima desde el contacto de unos 100 m. Están representadas por las paragénesis con feldespatos potásicos + cordierita + andalucita en las rocas metapelíticas y por las paragénesis con wollastonita + idocrasa + granate + diopsido en las rocas carbonatadas.

- Facies de las corneanas horbléndicas. se encuentran a continuación de las anteriores, con una extensión de unos 500 m. estando definidas por la paragénesis de cordierita + andalucita en metasedimentos pelíticos y por la de olivino + diopsido + anfíbol en los de carácter carbonatado.

- Facies de las corneanas de albita - epidota. rodeando a las anteriores y con una extensión de unos 900 a 1000 m. Estas facies están caracterizadas por la asociación biotita + sericita en pelitas y en las rocas carbonatadas por aquellas que solo contienen calcita y cuarzo. Hay que indicar que la delimitación de la extensión de cada una de estas facies se realiza con mayor facilidad y precisión en las rocas de carácter pelítico, ya que en las carbonatadas se pueden encontrar muy próximas o en la misma zona paragénesis de facies distintas

- Las rocas de la aureola sufren retrometamorfismo, por lo cual la facies de las corneanas de albita - epidota pueden presentar actualmente una extensión mayor que la que les correspondería inicialmente

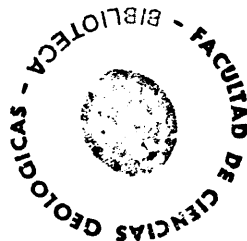
- En función de las facies establecidas según TURNER (1980), se pueden determinar, de forma general, las condiciones de presión - temperatura existentes durante el desarrollo del metamorfismo de contacto. Consideramos que la presión se mantiene constante a lo largo de una perpendicular al plutón, y para evaluarla se han considerado reacciones en las que intervengan polimorfos de Al_2SiO_5 . Puesto que el único silicato aluminico que se ha

encontrado en la aureola de contacto es la andalucita, podemos suponer que la presión viene dada por la siguiente reacción:

andalucita + moscovita + cuarzo -----> andalucita + feldespato potásico + (cuarzo + moscovita)

la cual se verifica a una presión de 2 Kb.

Por lo que respecta a las temperaturas, para la presión anteriormente indicada, el límite de las corneanas de albita - epidota se establece entre 300°C y 380°C; para las corneanas hornbléndicas entre este último valor y unos 600°C; y las corneanas piroxénicas tienen su límite superior a más de 800°C. Teniendo en cuenta que en las rocas próximas al contacto aparece wollastonita, la cual para la presión anteriormente indicada y unas concentraciones medias de CO₂ aparece a unas temperaturas superiores a 650°C, podemos suponer, teniendo también en cuenta el tipo de rocas graníticas, que el metamorfismo de contacto se produjo a unas temperaturas comprendidas entre 350°C y unos 700°C y a una presión de 2 Kb. Todo ello indica que los granitoides se emplazaron en niveles relativamente superficiales y que conservaban todavía bastante calor.



III.3.2 .- Condiciones termobarométricas del emplazamiento de los granitoides de Mora - Gálvez.

Se han utilizado los mismos pares minerales que en los granitoides de la Unidad Migmatítica, ya que mineralógicamente estas dos series graníticas son similares. en las tonalitas no se ha podido realizar ningún cálculo termobarométrico por que no se dispone de análisis de pares minerales adecuados.

III.3.2.1 .- Termometria del par granate-biotita.

La presión que se utilizó para estos cálculos fue de 2 Kb., estimados a partir de las condiciones de metamorfismo de contacto.

Granitos de grano grueso.-

En la muestra 79032 se analizó el borde y el núcleo de un granate que presenta una aureola de cloritas, estos datos se combinaron con el análisis de una biotita, ya que la otra analizada es muy similar en cuanto a composición. Las temperaturas obtenidas son:

	Borde	Núcleo
FERRY - SPEAR	742°C	859°C
HODGES - SPEAR	768°C	879°C

La temperatura que se obtiene para el borde es un poco baja, ello puede ser debido a que el borde puede no estar en equilibrio con la biotita, ya que como se ha indicado presenta una aureola de cloritas y además composicionalmente se encuentra enriquecido en Mn. La temperatura que se obtiene para el núcleo es unos 100°C más alta y estaría más de acuerdo con el tipo de roca de que se trata.

También se aplicó este cálculo a la roca 77928 en la que hay analizados dos granates y dos biotitas de composición muy similar. El primero de los análisis de granate corresponde a un cristal que presenta aureola de reacción de cloritas, mientras que el segundo pertenece a un pequeño cristal que no presenta ningún tipo de reacción. Los datos que se obtienen con cada uno de estos análisis son bastante diferentes:

	Granate 1	Granate 2
FERRY - SPEAR	1140°C	931°C
HODGES - SPEAR	1151°C	954°C

Estas temperaturas tan diferentes para granates de una misma roca, que además son muy elevadas, podrían admitirse suponiendo que los granates son fases restíticas que no se han equilibrado totalmente con el magma granítico.

Granitos porfídicos.-

Para este grupo de granitos solo disponemos de los análisis de la muestra 77931, en la que se analizó un granate que está incluido en un cristal de plagioclasa

(parece que son fragmentos de un cristal inicialmente mayor), y dos biotitas con composición algo diferente, por lo que se combinó el análisis del granate con los dos de las biotitas.

	Biotita 1	Biotita 2
FERRY - SPEAR	1063°C	1078°C
HODGES - SPEAR	1078°C	1094°C

Estas temperaturas son muy elevadas, ya que el granate se encuentra aquí como fase relictas no ha debido alcanzar el equilibrio con el resto de la roca, por lo que consideramos que estas temperaturas no son válidas para deducir la evolución de enfriamiento de estos granitos.

III.3.2.2 .- Termometría del par granate-cordierita.

Los cálculos de este termómetro solo se pudieron aplicar a la muestra 77928 de los granitos de grano grueso. Los cálculos se realizaron con dos análisis de cordieritas que son bastante similares, obteniendo las siguientes temperaturas medias:

	Granate 1	Granate 2
(Ec. 1)	884°C	762°C
(Ec. 2)	860°C	766°C
(Ec. 3)	829°C	733°C

De nuevo las temperaturas obtenidas con el granate 1 son más elevadas que las que se obtienen con el

granate 2, que en este caso concreto parecen más bajas que las que se calcularon para este mismo granate con el termómetro anterior.

Estos valores tan variables que se obtienen para la temperatura pueden ser debidos al carácter restítico del granate, que por tanto no estaría tampoco en equilibrio con la cordierita, que parece de cristalización magmática por el idiomorfismo de los cristales.

III.3.2.3 .- Termometría del par plagioclasa-feldespató potásico.

Granitos de grano grueso.-

De este grupo de granitos se dispone de análisis de este par de minerales en varias muestras. En la 77925 está analizado un feldespató potásico zonado y una plagioclasa zonada, por lo que los cálculos se han realizado enfrentando cada una de las zonas correspondientes de cada feldespató.

	Borde	Z. media	Z. media	Núcleo
Temp.	663°C	776°C	1044°C	1002°C

Las temperaturas del núcleo y de la zona media próxima al mismo son demasiado elevadas para este tipo de rocas, la del borde representaría un equilibrio en el campo subsolidus, mientras que la de la zona media próxima al borde podría corresponder a una temperatura cercana al final de la cristalización de estas rocas.

Para el resto de las muestras en que se han

analizado estos dos feldespatos, consideramos que las más válidas son las que se obtienen con el borde de la plagioclase y el feldespato analizado, ya que este es de carácter intersticial y por tanto de cristalización tardía. Los resultados así obtenidos son:

N. Lámina	77928	80211	80213
Temp.	690°C	647°C	537°C

Todas estas temperaturas quedan también en el campo subsolidus por lo que indicarían procesos finales de reequilibrio entre ambos feldespatos.

Granitos porfídicos.-

En la muestra que se tienen analizados los dos feldespatos (81437) la temperatura que se obtiene para el borde de la plagioclase es de 536°C, la cual queda también en el campo subsolidus y vuelve a indicarnos temperaturas de reequilibrio entre los feldespatos.

Leucogranitos.-

También en estas rocas solo hay una muestra en la que están analizados los dos feldespatos (79026). Teniendo en cuenta la composición de la plagioclase, que es muy albitica, cabe esperar que las temperaturas calculadas sean bajas, como así sucede en efecto, ya que la temperatura que se obtiene con el borde de la plagioclase y el feldespato potásico analizados son de 557°C correspondiendo al campo subsolidus de los feldespatos.

III.3.2.4 .- Termometría del par plagioclasa-moscovita.

Se utilizó la calibración de GREEN y UDSDANSKY (1986), en la que se aplicó la composición del borde de la plagioclasa y la de la moscovita, ya que por el carácter tardío de esta última suponemos que podría estar en equilibrio con el borde de la plagioclasa.

En los granitos de grano grueso se obtienen las siguientes temperaturas:

N. Lámina	77926	77928	80211	80212
Temp.	619°C	628°C	708°C	659°C

Todas estas temperaturas tienen valores próximos a las calculadas con el geotermómetro plagioclasa-feldespato potásico, y también quedan dentro del campo subsolidus del granito.

En los leucogranitos solo hay una muestra en la que están analizados estos dos minerales (79026) y la temperatura que se ha obtenido para ellos es 448°C, que es un poco baja, aunque la moscovita sea de carácter tardío.

III.3.2.5 .- Barometría plagioclasa - granate.

Solo se aplicaron los cálculos a los granitos de grano grueso, que es en los que se tienen datos de estos dos minerales. El cálculo se realizó teniendo en cuenta tanto las temperaturas determinadas mediante el par granate - biotita, como las obtenidas mediante el par granate-

cordierita. En estos casos suponemos que las rocas se encuentran en campos de estabilidad de la sillimanita.

Los resultados de presión obtenidos a partir de la ecuación de HODGES - SPEAR son:

Lámina 77928	B. plag. Grte 1	N. plag. Grte 1
Temp. F - S	1140°C P= 8374 bar.	1140°C P= 3035 bar.
Temp. H - S	1151°C P= 8845 bar.	1151°C P= 3102 bar.
	B. plag. Grte 2	N. plag. Grte 2
Temp. F - S	931°C P= 9976 bar.	931°C P= 5056 bar.
Temp. H - S	954°C P= 10278 bar.	954°C P= 5562 bar.

Todas las presiones que se obtienen son demasiado altas, únicamente podría ser válida la calculada con el núcleo de la plagioclasa y el granate 1, interpretándose como que el granate, que ahora no se encuentra en equilibrio con la roca, pudo estarlo con el núcleo de la plagioclasa que es de cristalización más temprana, aunque tiene el inconveniente de que la temperatura utilizada en el cálculo es demasiado elevada.

Si con estos mismos datos introducimos las temperaturas que nos proporcionaba el par granate-cordierita, y que eran sensiblemente más bajas, se obtienen presiones para el borde de la plagioclasa demasiado altas (entre unos 8 Kb. y 5.5 Kb.) mientras que los que se obtienen para el núcleo de la plagioclasa, en el caso del granate 1 son de 1.5 Kb. y en el granate 2 de 3.5Kb.

En definitiva que para esta roca, con este barómetro no obtenemos valores coincidentes para el mismo par de minerales.

Con la muestra 70932 se realizaron estos mismos cálculos, resultando una presión de 11 Kb. a partir de los bordes de ambos minerales, no considerándola válida por demasiado elevada. Sin embargo los valores que nos proporcionan las composiciones de los núcleos, para las temperaturas calculadas a partir del par granate - biotita son:

Temp. F - S 859°C P= 4738 bar.
Temp. H - S 879°C P= 4878 bar.

Estos valores de presión son también un poco elevados, y podrían indicarnos presiones del inicio de la cristalización de estas rocas.

III.3.2.6 .- Barometría granate - cordierita.

Solamente se ha calculado a partir de datos de la roca 77928, en que con los análisis de dos granates y dos cordieritas se obtienen las siguientes presiones medias en función de las distintas temperaturas calculadas.

	Granate 1	Granate 2
Ec. 1	T= 884°C P= 4831 bar.	T= 762°C P= 5340 bar.
Ec. 2	T= 860°C P= 4708 bar.	T= 766°C P= 5330 bar.
Ec. 3	T= 829°C P= 4963 bar.	T= 733°C P= 5330 bar

Si comparamos estas presiones con las obtenidas para esta misma muestra con el calculo anterior, vemos que son ligeramente más altas con el granate 1 y .

similares con el granate 2, es decir nuevamente nos indicarian presiones del inicio de la cristalización (teniendo en cuenta las temperaturas utilizadas), las cuales se encontrarían entre 5 y 3.5 Kb.

III.3.2.7 .- Cálculo de la fugacidad de oxígeno.

Se ha realizado a partir del gráfico de WONES y EUGSTER (1965) proyectando en el mismo las relaciones FM de las biotitas sobre la línea del tampón fayalita-magnetita - cuarzo, ya que la composición de estas queda por debajo del mismo (Fig. 60).

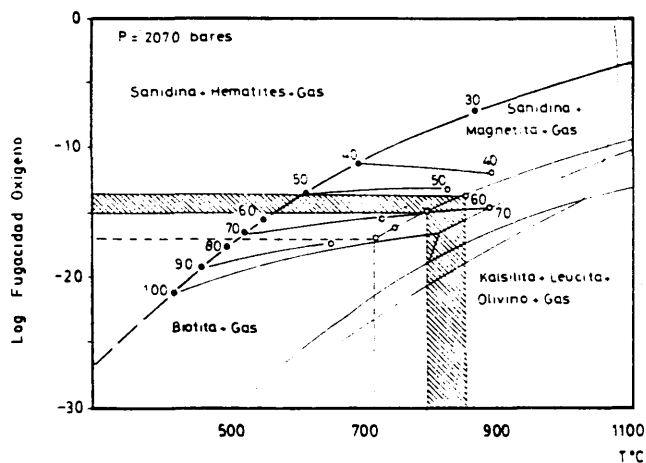
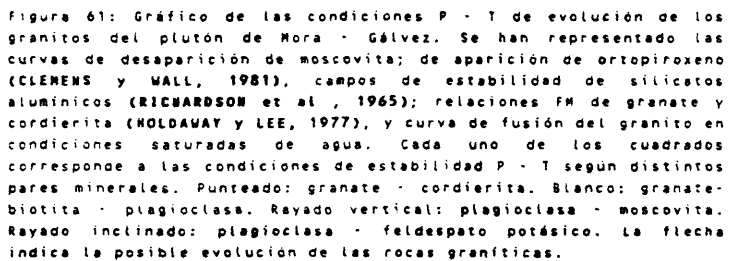


Figura 60: Gráfico de WONES y EUGSTER (1965) para determinar las condiciones de fugacidad de oxígeno en función de las relaciones FM de las biotitas, en relación a diferentes tampones. La zona entramada corresponde a las relaciones FM de las biotitas de los granitos de grano grueso y porfídicos, y la línea a leucogranitos.

Se han tomado valores FM de las biotitas entre 0.60 y 0.70, correspondiendo los más bajos a las tonalitas. De esta forma se obtienen temperaturas entre 800°C y 850°C y unos log. de la fugacidad de oxígeno entre -15 y -13. También se ha proyectado la relación FM de las biotitas de los leucogranitos que es 0.90, para las que se obtienen una temperaturas de unos 700°C y un log. de la fugacidad de oxígeno de -18. Los logaritmos de la fugacidad de oxígeno son bajos, lo que nos indicaría condiciones poco hidratadas para la formación de estos granitos. Estas condiciones de baja concentración de H₂O en los granitos también se pone de manifiesto por la baja cantidad de Fe⁺³ que contienen las biotitas.

III.3.2.8 .- Conclusiones sobre las condiciones de presión temperatura.

En general los resultados termo-barométricos que se obtienen a partir de la composición de los minerales, parecen un poco elevados. En la figura 61 se ha representado: la curva de estabilidad de la moscovita, la curva solidus del granito hidratado, los campos de estabilidad de los silicatos aluminicos según RICHARDSON et al (1969), la curva de estabilidad del ortopiroxeno (CLEMENS y WALL, 1981) y las relaciones FM para granates y cordieritas de HODAWAY y LEE (1977), Sobre esta misma figura se han representado los valores de presión - temperatura obtenidos mediante los siguientes pares minerales: granate-biotita - plagioclasa; granate - cordierita; plagioclasa-



feldespato potásico, y plagioclase - moscovita.

Las condiciones de presión - temperatura que se obtienen con la primera asociación mineral, son elevadas, sobre todo en lo que se refiere a temperaturas que se encuentran por encima de 850°C y dentro del campo de estabilidad del ortopiroxeno. También dentro del campo de estabilidad de este mineral, quedan las presiones y temperaturas obtenidas mediante el par granate - cordierita en una de las rocas, mientras que la otra queda en sectores de menor temperatura, unos 750°C. Las presiones que se obtienen para todo este conjunto de minerales se encuentran próximas a los 5Kb.

Suponemos por tanto que los magmas que dieron lugar a estas rocas se generaron a unos 5 - 6 Kb. y a temperaturas que no superarían los 820°C - 850°C, ya que no se ha encontrado ortopiroxeno en estas rocas, y si se hubieran superado estas temperaturas aparecería este mineral.

Los magmas así formados ascenderían hacia la superficie, según la pauta indicada en la figura, en la que la temperatura variaría muy poco durante el ascenso, para finalmente emplazarse próximos a la superficie a unos 2 Kb de presión y temperaturas cercanas a los 700°C, en estas condiciones se producirían los reequilibrios entre los bordes de los feldespatos y la formación de la moscovita.

Hay que tener en cuenta que en la figura se ha representado la curva solidus del granito saturado en agua, sin embargo estas rocas de Mora - Gálvez, como ya hemos indicado, han debido formarse en condiciones deficitarias en agua, por tanto la curva del granito puede estar desplazada hacia sectores de mayor temperatura y por tanto estas rocas podrían haberse emplazado a más de 700°C.

Por lo que se refiere a los leucogranitos y teniendo en cuenta la relación FM de sus cordieritas (0.80), se podrían haber generado a unos 4Kb. de presión y algo más de 750°C, para proseguir con una evolución y nivel de emplazamiento similar a la del resto de las rocas graníticas de este sector.

III.4 .- GEOQUIMICA.

III.4.1 .- Clasificaciones químicas.

Los análisis que se realizaron de las rocas de esta asociación están repartidos de la siguiente forma : 24 granitos de grano grueso; 8 granitos porfídicos; 5 leucogranitos y 1 tonalita. Así mismo se analizaron enclaves de naturaleza ígnea: 1 granito biotítico; 2 granodioritas porfídicas y 3 enclaves microgranulares. Trataremos conjuntamente los análisis de los granitos y sus enclaves ya que su génesis y evolución debe estar relacionada.

En la tabla III.3 se encuentran los resultados analíticos de elementos mayores y traza, así como la norma C.I.P.W. de las rocas mencionadas anteriormente.

El carácter más distintivo de todos ellos es la presencia de corindón normativo, que indica un exceso de Al_2O_3 en las rocas, ya que la mayoría de ellas contienen cordierita y además las biotitas son ricas en este elemento. La media del corindón normativo para granitos de grano grueso y porfídicos es de 1.99, mientras que para la tonalita es algo más bajo (1.44) y para los leucogranitos más alto (2.45). Los enclaves de tipo granítico contienen, aproximadamente, el mismo porcentaje de corindón que el granito que los enclava, mientras que los de tipo microgranular son más aluminicos y tienen más corindón que los leucogranitos.

El contenido en hiperstena normativa varía de unos tipos a otros. En la tonalita presenta el valor máximo (10.55) como consecuencia de su mayor contenido en biotita, mientras que en los granitos de grano grueso y porfídicos tiene valores en torno a 5, salvo en las tres muestras más

básicas de los granitos porfídicos que tienen valores próximos a 10. Estas tres muestras corresponden al sector septentrional de estos granitos. Para los leucogranitos, como era de esperar, el porcentaje en hiperstena normativa es muy bajo.

Al igual que ocurría con el corindón normativo, los enclaves de tipo granítico contienen una cantidad de hiperstena normativa similar a la del granito que los enclava, mientras que los de tipo microgranular son más ricos en este mineral normativo.

El contenido en ortosa normativa de la tonalita es demasiado alto para el poco feldespato potásico que contiene, en este caso la mayor parte del K_2O debe encontrarse en la biotita y no en el feldespato. En el resto de los granitos los contenidos en ortosa normativa se correlacionan bien con los contenidos modales de feldespato potásico.

Los enclaves de tipo microgranular presentan bajos contenidos en ortosa normativa, ello puede ser debido a que presentan poco feldespato potásico, aunque su contenido en biotita es elevado. Esta baja proporción de K_2O puede ser debida a que parte de las biotitas están alteradas a clorita.

Según la clasificación de STRECKEISEN y LEMAITRE (1979) (Fig. 62) la tonalita queda en el campo de las cuarzomonzonitas, muy próxima al campo de los granitos. Los granitos de grano grueso quedan todos ellos dentro del campo de los granitos, sin proyectarse ninguno en el campo de las granodioritas como sucedía con los contajes modales. Esta discrepancia entre los valores modales y normativos, es debida que en los primeros no se tiene en cuenta la composición de la plagioclase, lo cual influye para que la roca se proyecte en campos más básicos de los que se

obtienen mediante su clasificación química.

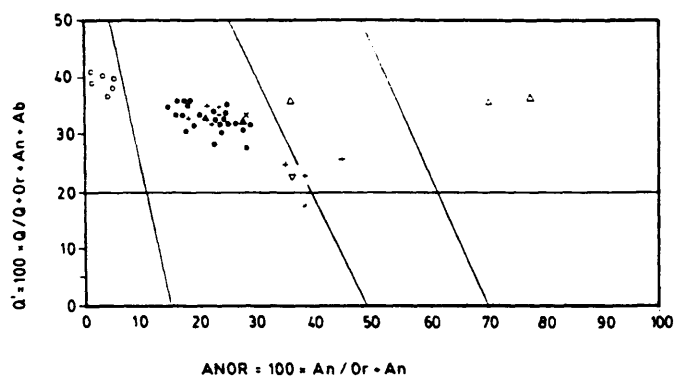


Figura 62: Diagrama de clasificación en base a minerales normativos (STERCKEISEN y LENAIRE, 1979). Triángulo invertido: tonalita. Puntos: granitos de grano grueso. Cruces: granitos porfídicos. Círculos: granitos porfídicos. Aspas: enclave de granito biotítico. Triángulos negros: enclaves de granodioritas porfídicas. Triángulos blancos: enclaves microgranulares.

Los análisis de los granitos porfídicos que corresponden al sector septentrional, se proyectan cada uno en un campo diferente pero todos próximos al campo de las granodioritas y claramente separados del resto de los análisis que se sitúan en el campo de los granitos.

Los leucogranitos quedan en el campo de los granitos de feldespato alcalino, debido al bajo porcentaje de anortita normativa que contienen, pues sus plagioclasas son de composición albitica.

Los enclaves de tipo granítico, se proyectan en el campo de los granitos conjuntamente con las rocas que los incluyen, mientras que los enclaves microgranulares dos

quedan en el campo de las tonalitas y el otro en el campo de las granodioritas.

Tomando todos los granitos en su conjunto definen una pauta evolutiva característica de asociaciones calco-alcalinas de contenido medio en potasio, en la que faltarían los términos más básicos, estando representados fundamentalmente los más diferenciados (LAMETRE y BOWDEN, 1982; BOWDEN et al, 1984).

En el diagrama de minerales característicos de DEBON y LEFORT, 1984 (Fig. 63), todas las rocas analizadas quedan proyectadas en el dominio peraluminico, dentro de los campos de las rocas con biotita sola y de las rocas con moscovita y biotita. No definen una clara asociación pues los análisis quedan un poco dispersos, a pesar de ello estas rocas podrían ser incluidas dentro de las asociaciones que estos autores definen como aluminico - cafémicas. En este diagrama cabe destacar que dos de los enclaves microgranulares presentan valores muy altos para el parámetro A, los cuales están condicionados por la baja proporción de K_2O que contienen estas rocas.

Según la clasificación que hacen estos mismos autores para las asociaciones aluminicas, en función de los parámetros $Q - B - K/(K + Na)$ (Fig. 64), los granitos de Mora - Gálvez definen una asociación sódico - potásica mesocrata a subleucocrata con una tendencia silico-potásica. Nuevamente en estos diagramas dos de los enclaves microgranulares quedan fuera de la línea que define el resto, en este caso son anómalos pues presentan un alto valor de parámetro Q para el valor que tiene el parámetro B.

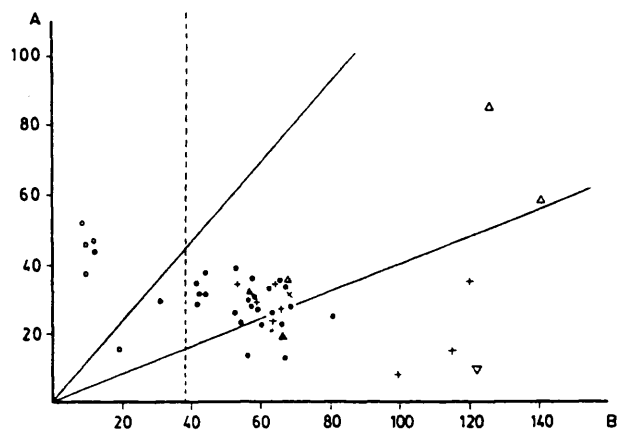


Figura 63: Diagrama de minerales característicos A - B para rocas aluminosas de DERON y LEFORT (1983). Misma simbología que en la figura anterior.

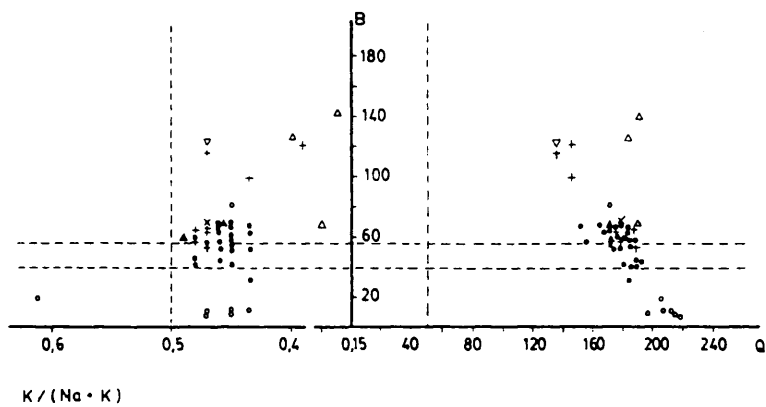


Figura 64: Diagrama de clasificación de asociaciones aluminosas Q - B - $(K / (K + Na))$ de DERON y LEFORT (1983).



La proyección de los granitos de Mora - Gálvez en estos diagramas de DEBON y LEFORT, ocupa campos muy distintos de los que ocupaban las rocas de la Unidad Migmatítica, ya que estas últimas presentan mayores valores del parámetro B, definiendo las de Argés - Guadamur una línea de evolución mientras que las de Mora - Gálvez no definen una clara evolución en el diagrama A - B. Además los granitoides de Argés - Guadamur forman una asociación mesócrata de clara tendencia potásica, la cual no aparece en las rocas que estamos tratando.

Los leucogranitos de uno y otro sector también presentan diferencias, ya que los de la U.M. tienen mayor contenido en elementos ferromagnesianos (parámetro B) y manifiestan también una clara tendencia potásica que no aparece en los del plutón de Mora - Gálvez.

Estas diferencias químicas, vienen a remarcar las diferencias entre ambas series, que ya se habían manifestado en cuanto a composición mineralógica, es decir que cada una de las asociaciones estudiadas debe proceder de un líquido magmático diferente y sus historias evolutivas han sido distintas.

III.4.2 .- Análisis de la variabilidad geoquímica.

III.4.2.1 .- Elementos mayores.

En los diagramas de HARKER SiO₂/óxidos (Fig. 65) lo que destaca en primer lugar es la separación de los

tres granitos porfídicos, correspondientes al sector septentrional, del resto de los granitos del plutón, esta separación es debida al menor contenido en SiO_2 de estas tres muestras, por lo que se proyectan próximas al análisis de la tonalita, confirmando así el carácter más básico observado en el campo de este sector norte.

Dos de los enclaves microgranulares quedan en este sector de bajo contenido en sílice, mientras que el tercero se proyecta próximo al resto de los análisis de granitos. En cuanto a los enclaves de granito biotítico y porfídico se proyectan conjuntamente con los granitos de grueso, pero en el sector de menor contenido en sílice.

Por lo que se refiere a la variación de los distintos óxidos con respecto a la sílice, Al_2O_3 , FeO , MgO y CaO disminuyen a medida que la roca es más ácida. Unicamente cabe destacar que dos de los enclaves microgranulares presentan contenidos en MgO relativamente altos y que los leucogranitos son muy pobres en CaO , siendo el contenido de este óxido muy constante en las muestras analizadas.

La disminución global de CaO se refleja en la composición de las plagioclasas, ya que a medida que la roca es más diferenciada menor contenido en anortita presentan estos minerales.

El Na_2O se mantiene más o menos constante en todos los tipos rocosos analizados, tendiendo a aumentar ligeramente en los leucogranitos.

Le K_2O presenta una ligera correlación positiva con la sílice, ya que las rocas más diferenciadas son las que contienen mayor cantidad de feldespato potásico. La concentración de este elemento es baja en los enclaves microgranulares, haciendo que estos queden separados del resto de los análisis.

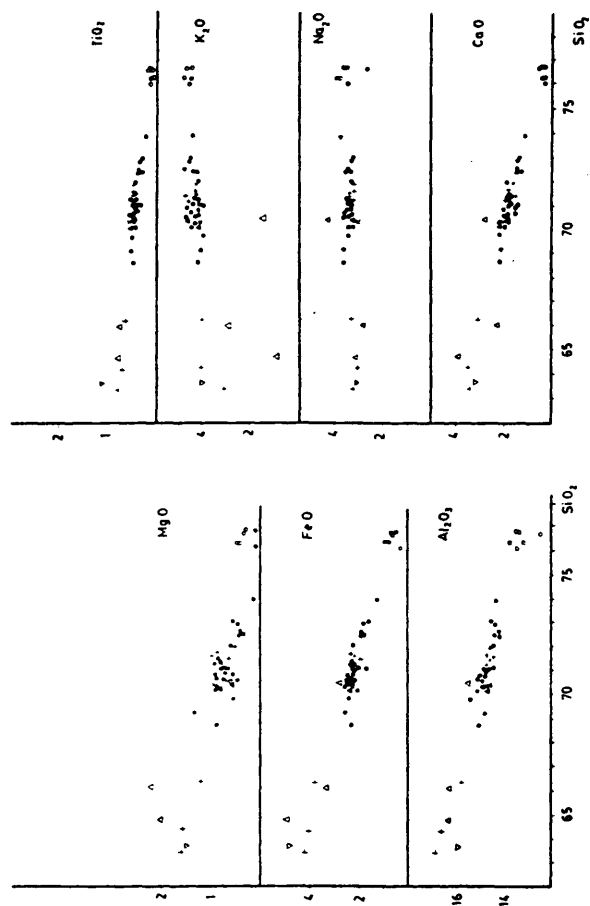


Figura 65: Diagramas binarios SiO_2 / óxidos de los granitos y enclaves del plutón Mora - Calves. (Triángulo invertido: tonalita; puntos: granitos de grano grueso; cruces: granitos porfídicos; círculos: leucogranitos; triángulos blancos: enclaves microgranulares; aspas: enclave granito biotítico; triángulos negros: enclaves granitos porfídicos).

Por último el TiO_2 disminuye a medida que aumenta el contenido en SiO_2 , lo cual se refleja en la mineralogía pues las rocas más diferenciadas contienen menor cantidad de opacos.

En estos diagramas se pone de manifiesto que hay una cierta continuidad entre las rocas graníticas y los enclaves que contienen, por lo que pensamos que todas ellas pueden representar distintos estadios evolutivos de un mismo magma.

Comparando la composición química media de los granitos de Mora - Gálvez con valores de otras rocas graníticas, (Tabla III.4) se aprecia una gran similitud entre los granitos de grano grueso y los del Sistema Central Español (APARICIO et al, 1983) con la única diferencia de que los de Toledo son más pobres en MgO y CaO . Los granitos porfídicos son similares a la media general de rocas graníticas (VINOGRADOV, 1962), con un contenido en Al_2O_3 algo mayor, y ambos son también bastante parecidos a los granitos de tipo S del batolito de Kosciusko (HINE et al, 1978) y muy diferentes con respecto a las rocas graníticas de tipo I de este último batolito.

Estas semejanzas se aprecian también en la norma C.I.P.W., en la que cabe destacar que los granitos de Toledo presentan mayores contenidos en corindón normativo que los granitos del Sistema Central y la media de las rocas graníticas, sin alcanzar el valor que tienen los granitos de tipo S que es algo superior.

En resumen que las rocas graníticas del plutón de Mora - Gálvez quedan dentro del rango composicional de los granitos, son algo más aluminicas que las del Sistema Central y pueden encuadrarse, a grandes rasgos, dentro de los granitos de tipo S.

III.4.2.2 .- Elementos traza.

Los contenidos en elementos trazas de las rocas graníticas de este plutón, están dentro de los normales para este tipo de rocas (Tabla III.4). Si los comparamos con la media de **VINOGRADOV**, son algo más bajos en Ba y Ce, sin embargo son similares a los contenidos que presentan las rocas graníticas del Sistema Central y a los granitos de tipo S.

Al enfrentar todos estos elementos con respecto al contenido en SiO_2 (Fig. 66) el carácter compatible o incompatible de cada uno de ellos no está muy marcado, por ello los hemos agrupado en elementos medianamente compatibles: Ba, Ce, Sr, y Zr; medianamente compatibles: Rb y Ni y elementos sin una clara pauta definida La, Nb e Y.

Dentro del primer grupo los que más claramente disminuyen con el aumento de SiO_2 son el Ba y el Sr. La disminución del Ba es debida, en gran parte, a la cristalización de biotita que empobrece en este elemento a los líquidos finales, también ha podido contribuir la cristalización del feldespato potásico, aunque en menor medida. Dos de los enclaves microgranulares presentan bajos contenidos en Ba, lo cual no es infrecuente en este tipo de enclaves, ya que en algunos del Sistema Central también se encuentran estas bajas concentraciones (**BARRERA et al, 1981**). La disminución de Sr está condicionada por la cristalización de la plagioclasa.

La variación de Ce y Zr se debe a la cristalización de minerales accesorios tales como apatito y circón respectivamente, los cuales van ligados a la biotita, por lo que al disminuir el contenido de esta en la roca también lo hacen estos elementos.

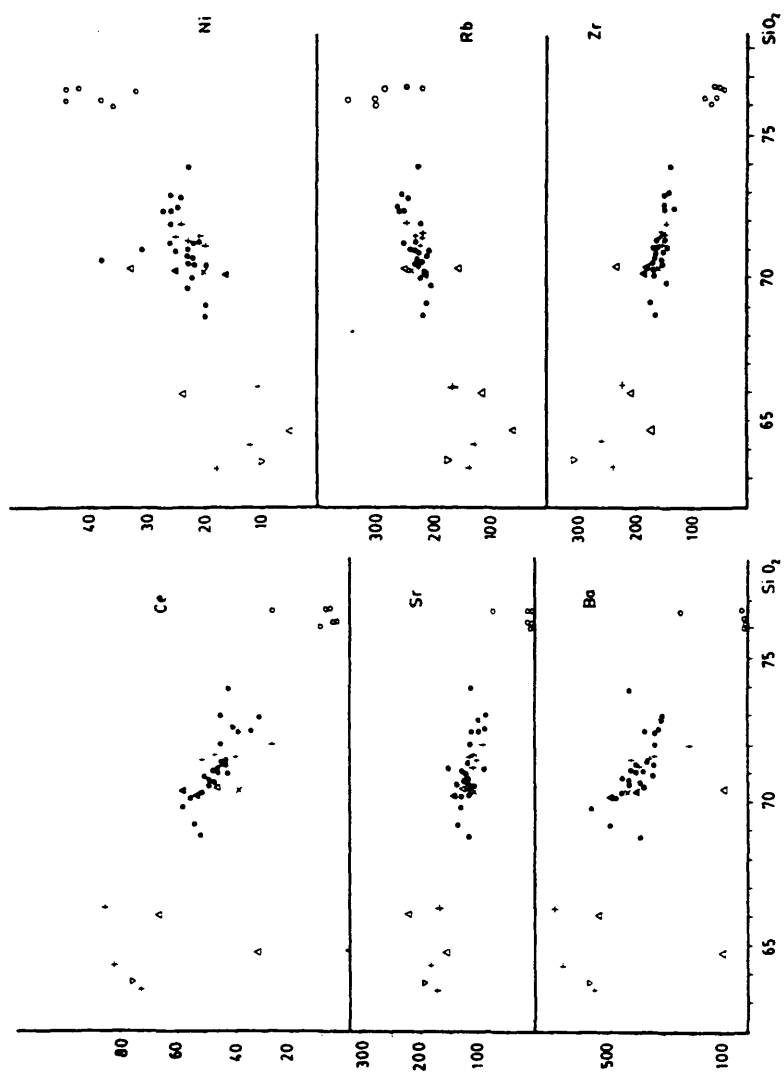


Figura 66: Diagramas binarios SiO_2 / elementos traza de los granitos y enclaves del plutón Mora - Gálvez.

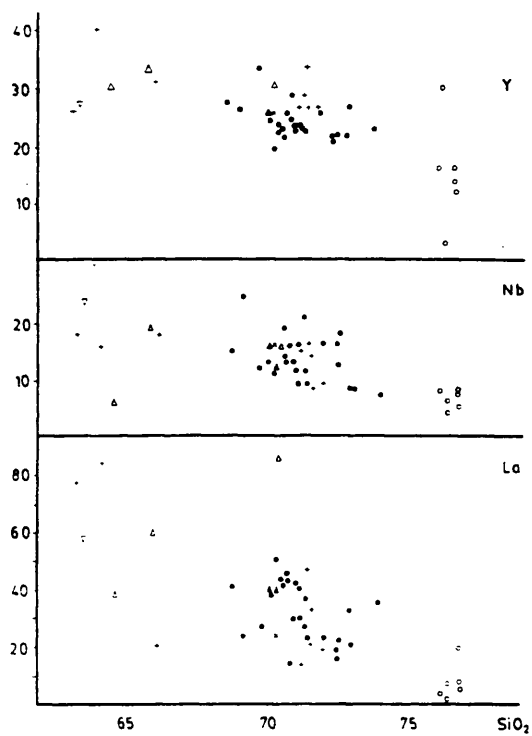


Figura 66 (continuación): Diagramas binarios SiO_2 / elementos traza de los granitos y enclaves del plutón Mora - Gálvez.

Dentro de los elementos medianamente incompatibles, la cristalización de feldespato potásico ha debido ser la que controla al Rb, ya que aunque la biotita tiene un coeficiente de distribución más elevado, no ha debido producir un empobrecimiento de Rb en los líquidos finales.

La relación K/Rb queda dentro de los valores normales para rocas graníticas, con una ligera tendencia a descender en los términos más diferenciados (Fig. 67) oscilando entre valores de 250 para las rocas más básicas y alrededor de 125 para las más ácidas. Estas relaciones y la variación con la evolución de las rocas es semejante a la que presentan las rocas del Sistema Central (APARICIO et al, 1983). Por otro lado las relaciones K/Rb que presentan los granitos de Mora - Gálvez son similares a las de los granitos de tipo S del batolito de Kosciusko.

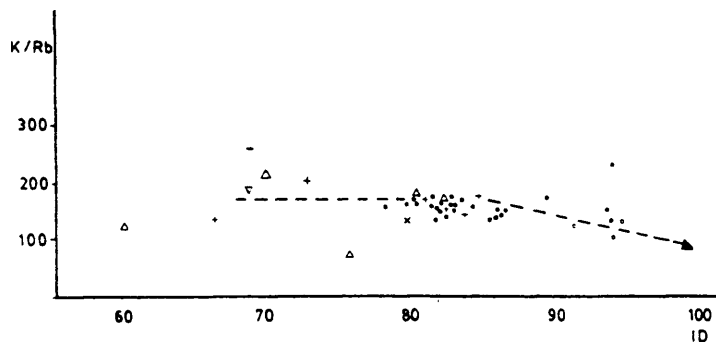


Figura 67: Diagrama de la relación K/Rb frente al índice de diferenciación (I.D.) de los granitos y enclaves del plutón Mora-Gálvez. La línea representa la pauta de variación de las rocas del Sistema Central Español (APARICIO et al, 1983).

El aumento de Ni en los líquidos más diferenciados puede ser debido al hecho de que estas rocas tienen como única fase ferromagnésiana la biotita, la cual no presenta un coeficiente de correlación alto para este elemento, siendo este mineral el único que podría acomodar al Ni en su red y no fácilmente, por tanto este elemento no puede entrar en la red de ninguno de los minerales constituyentes de la roca por lo que se acumula en los líquidos finales, estando disperso en la roca, bien dentro de los escasos opacos o en la biotita y cordierita de los leucogranitos.

Por último La, Nb e Y no presentan una correlación clara con la sílice. Todos estos elementos se alojan con mayor facilidad en los minerales accesorios, tales como monacita y xenotima, que aunque no se han detectado ópticamente, muy probablemente se encuentran en los granitos en baja proporción.

Los valores de los elementos traza se han normalizado a la misma condrita que se utilizó para los granitoides de la U.M., (THOMPSON et al, 1984) (Fig. 68). En este diagrama se aprecian las diferencias entre los distintos tipos graníticos de Mora - Gálvez. En general todas estas rocas presentan un grado de fraccionación similar al de la granodiorita EU - 121, que tiene características de tipo S. De entre las rocas de Toledo la que presenta menor fraccionamiento es la tonalita, estando más fraccionados los granitos de grano grueso y los leucogranitos, en estos últimos cabe destacar sus bajos contenidos en Ba, Nb, Sr y Ti, mientras que sus contenidos en K y Rb son muy elevados.

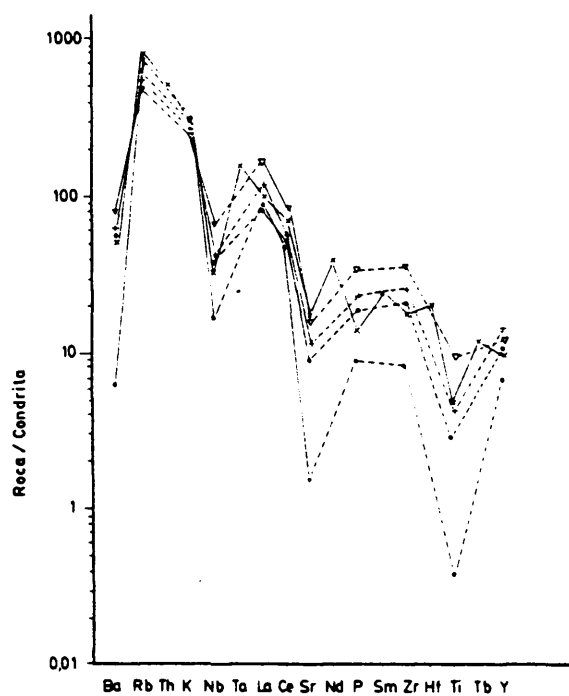


Figura 68: Arachnograma de los valores medios de distintos elementos mayores y trazas normalizados a la condrita propuesta por THOMPSON et al (1984) de los distintos granitos del plutón Mora - Gálvez. Se ha representado también el espectro de la granodiorita EU - 121 (espas).

En este diagrama apreciamos que el enriquecimiento en elementos de alto radio ionico (Ba, Rb y K) así como en lantanidos, es característico de rocas graníticas de orógenos colisionales, en cuyos magmas ha habido participación de la corteza continental (PEARCE et al, 1984; THOMPSON et al, 1984). El arcnigrama de los granitos de Mora - Gálvez, es diferente del que presentaban los granitoides de la U.M., los cuales tienen una mayor concentración en lantánidos y un menor grado de fraccionamiento, lo cual indica que son rocas menos evolucionadas que las de Mora - Gálvez.

Relaciones entre elementos traza.

Se han realizado una serie de diagramas en los que se han enfrentado elementos medianamente compatibles (se han elegido Ba y Sr) con medianamente incompatibles (Rb), para poder estudiar la evolución y deducir que procesos han podido sufrir estas rocas.

En los diagramas Sr y Ba frente a Rb (Figs. 69 y 70) se observa que los análisis definen líneas de pendientes negativas, lo cual se interpreta como que ha podido existir un proceso de cristalización fraccionada desde los términos más básicos, representados por los tres granitos porfídicos del sector septentrional, la tonalita y alguno de los enclaves microgranulares, ya que dos de estos últimos, sobre todo en el diagrama Ba - Rb, no se alinean bien con el resto de los análisis.

También podemos apreciar pautas de cristalización fraccionada en el diagrama bilogaritmico que enfrenta a los elementos compatibles Sr - Ba (Fig. 71).

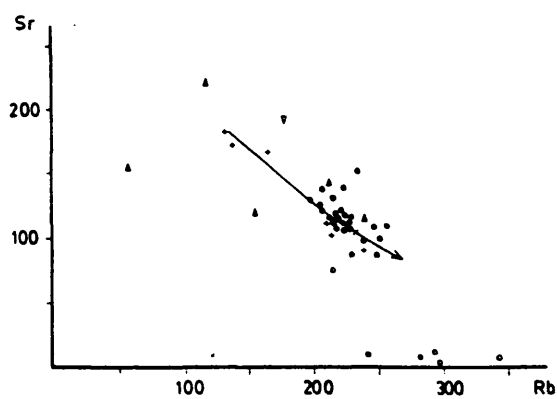


Figura 69: Diagrama Sr - Rb de los granitos del plutón Morá-Gálvez. Definen una línea de pendiente negativa que indicaría un proceso de cristalización fraccionada.

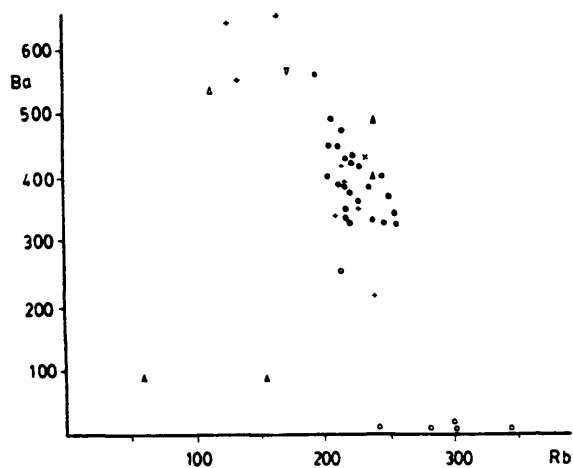


Figura 70: Diagrama Ba - Rb de los granitos del plutón Morá-Gálvez, en este no queda tan claramente reflejado el posible proceso de cristalización fraccionada.

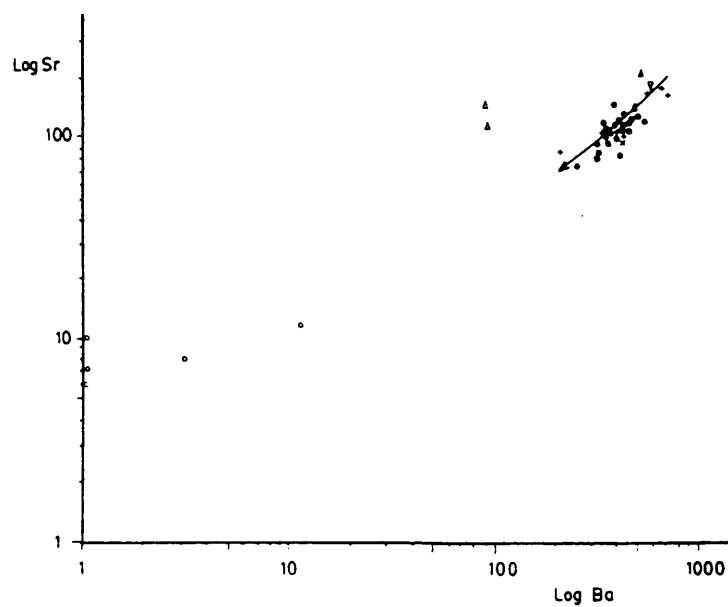


Figura 71: Diagrama bilogarítmico Sr / Ba, enfrentando estos dos elementos compatibles se define una línea típica de rocas que han sufrido un proceso de cristalización fraccionada.

En este se aprecia como dos de los enclaves microgranulares quedan bastante alejados de la posible pauta de evolución por cristalización fraccionada. De la proyección de los leucogranitos podemos destacar que uno de ellos queda próximo al resto de los granitos, mientras que el resto queda bastante alejado. Este comportamiento se repite en otros diagramas por lo que volveremos, sobre esta aparente falta de relación, más adelante.

Así mismo, también se han enfrentado las relaciones que presentan estos dos elementos compatibles y el Ce, que se comporta como tal, con el Rb (Figs. 72 y 73) apreciándose que todos estos análisis se alinean bien según rectas de escasa pendiente, lo cual es característico de procesos de cristalización fraccionada (MINSTER y ALLEGRE, 1978). Hay que hacer notar que los leucogranitos se apartan de estas rectas, bien como consecuencia de sus altos contenidos en Rb y bajos en Ba, Sr, y Ce o bien porque los leucogranitos no procedan de la diferenciación de las otras rocas graníticas. Solo uno de los análisis queda próximo a los granitos de grano grueso y porfídicos, correspondiendo el mismo al macizo en el que se han encontrado enclaves del granito porfídico encajante, por lo que este macizo de leucogranitos si manifiesta una clara relación genética con los granitos porfídicos.

En consecuencia, las rocas del plutón de Mora - Gálvez han podido sufrir un proceso de cristalización fraccionada que originaría rocas de composición intermedia, las cuales estarían representadas por las tonalitas y granitos porfídicos más básicos, en los que las fases que habrían fraccionado serían biotita, plagioclasa, feldespato potásico y algo de cuarzo. En esta fraccionación, el

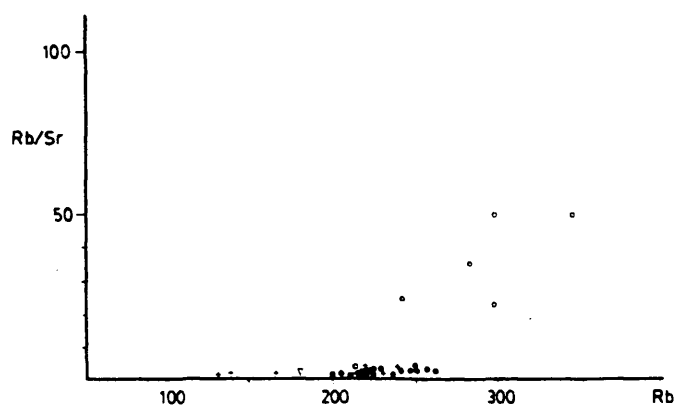


Figura 72: Diagrama de la relación Rb/Sr frente a Rb.

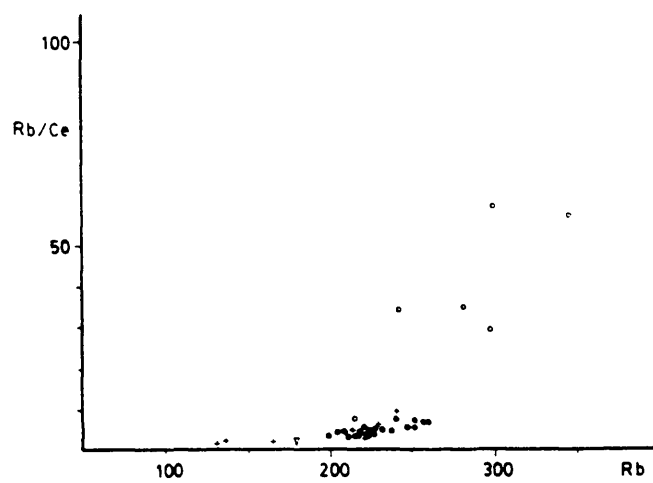


Figura 73: Diagrama de la relación Rb/Ce frente a Rb.

feldespato potásico ha debido jugar un papel más importante que la plagioclasa o la biotita, ya que sus coeficientes de reparto para el Rb, Ba y Sr son algo más elevados que para la plagioclasa y algo similares o más bajos que para la biotita. Por otro lado el que los fenocristales de los granitos porfídicos sean de este mineral apoyaría también esta hipótesis.

III.4.2.3 .- Tierras raras.

Se han determinado contenidos en tierras raras de una muestra de granito porfídico, dos de granito de grano grueso y una de un leucogranito, cuyos resultados se encuentran en la tabla III.5 . Para la representación gráfica de los mismos (Fig. 74), se normalizaron los valores de los contenidos en estos elementos a la condrita propuesta por BOYNTON (1984) y en la misma figura se han incluido las variaciones en tierras raras, también normalizadas, de las adamellitas, granitos y leucogranitos del Sistema Central Español (IBARROLA et al, 1987).

En general la suma de tierras raras es moderada, siendo la muestra de granito porfídico la que mayor contenido en estas presenta y la del leucogranito la de menor. Los granitos de grano grueso y porfídicos presentan un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, con un grado de fraccionación inferior al que presentan las adamellitas del Sistema Central, que tienen un valor medio para la relación $(La/Lu)_{cn} = 100$.

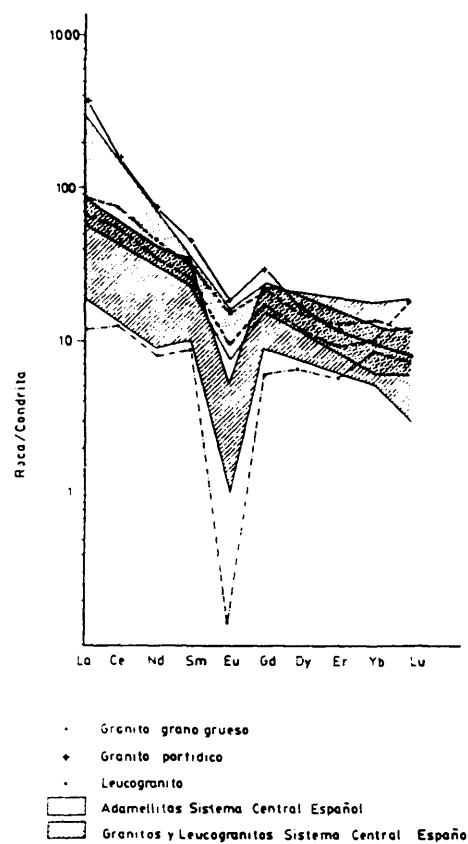


Figura 74: Diagramas de tierras raras normalizados a la condrita de BRYANTON (1984). El sector entramado con puntos corresponde a las adamellitas del Sistema Central Español y el de rayas a granitos y leucogranitos (IBARROLA et al, 1987). Puntos: granitos de grano grueso. Cruces: granitos porfídicos. Círculos: Leucogranitos.

Los leucogranitos no presentan apenas fraccionación de tierras raras, con una relación $(La/Lu)_{cn} = 1.63$, por lo que su espectro es casi plano.

Todas las muestras analizadas presentan anomalías negativas en europio, que en el caso de los granitos no son muy pronunciadas, y son del mismo rango de las que presentan las adamellitas del Sistema Central $(Eu/Eu^*) = 0.46$. Por el contrario el leucogranito presenta una anomalía muy pronunciada, con una relación $(Eu/Eu^*) = 0.018$, lo cual podría indicar que los magmas de los que proceden los leucogranitos serían de por sí bajos en europio, o tal vez podrían proceder de una fuente magmática algo diferente a la de los granitos.

Comparando los contenidos en tierras raras de estas rocas de Mora - Gálvez con las del Sistema Central Español, los granitos porfídicos y de grano grueso, presentan gran similitud con las adamellitas, mientras que el leucogranito presenta un menor contenido en tierras raras, pues su espectro queda por debajo del de los leucogranitos del Sistema Central, y su anomalía en europio es mucho más acusada.

IV. - ROCAS FILONIANAS ASOCIADAS AL PLUTON DE MORA - GLAVEZ

IV. ROCAS FILONIANAS ASOCIADAS AL PLUTON DE MORA - GALVEZ.

IV.1.- INTRODUCCION

Las manifestaciones filonianas no son muy abundantes en los granitoides de Mora - Gálvez, los diques que aparecen atravesando a los distintos tipos graníticos son fundamentalmente de pórfidos graníticos y aplitas, encontrándose además, aunque con menor frecuencia, diques de cuarzo y pegmatitas.

Las rocas filonianas aparecen con mayor abundancia dentro de los granitos de grano grueso, y en ellos en el sector sur - oeste, dónde hay un pequeño enjambre. Hay que indicar que en los leucogranitos no se han encontrado diques.

La dirección predominante de todas las rocas filonianas es este - oeste, siendo además los diques que llevan esta dirección los que mayor continuidad y tamaño presentan, sin embargo en las zonas norte y nor-este, se encuentran diques con direcciones entre 50° y 75° y otros con direcciones entre 100° y 120°. Los buzamientos en todos los casos son subverticales. Las direcciones que presentan estas rocas filonianas son las mismas que las de las rocas filonianas del Sistema Central Español (HUERTAS y VILLASECA (1987)).

En las zonas de contacto del granito con su encajante metasedimentario, es normal que aparezcan pequeños diques de aplitas y pegmatitas de escasa continuidad,

penetrando en el encajante.

Todos los diques de mayor tamaño se encuentran afectados por fracturas posteriores que desplazan su trazado.

A continuación describiremos cada uno de los tipos de rocas filonianas que se encuentran en el área estudiada, haciendo mayor hincapié en los pórfidos graníticos y aplitas, ya que volumetricamente son los más importantes y los que mayor continuidad lateral presentan.

IV.2 . - DIQUES DE CUARZO

Son los más escasos y en el mapa de cartografía únicamente se han representado los de mayor entidad. Se trata de diques de pequeña potencia, entre 0.20 a 0.40 m., y escasa continuidad, aparecen con mayor frecuencia en el sector nor-oeste del plutón granítico. Se encuentran afectados por una importante fracturación, a favor de la cual se generan epidotas.

IV.3 .- DIQUES DE PEGMATITA

También son escasos y generalmente asociados a los diques de aplita. Su potencia es pequeña, entre 0.20m y 0.50 m. y tienen poca continuidad. Estos pequeños diques de pegmatita son abundantes en las zonas de contacto del granito con las rocas paleozoicas encajantes, donde atraviesan a ambas litologías.

IV.4 .- DIQUES DE APLITA

Consideramos dentro de este epígrafe a aquellos diques que presentan 1 metro o más de potencia, ya que cuando se describieron las características de campo de los granitoides de Mora - Gálvez, se hizo referencia a las pequeñas venas aplíticas que atravesaban al granito, pero que en ningún caso superaban los 0.50 m. de espesor.

La dirección predominante que presentan estos diques es este - oeste, pero también aparecen con frecuencia direcciones entre 50° y 70° (con un valor medio de 63°) y direcciones entre 100° y 120° (valor medio 108°). La potencia de los diques es variable entre 50 m. y 1 m., siendo las más frecuentes aquellas que no superan los 10 m. En cuanto a la longitud de estos diques también es variable, los de mayor longitud se encuentran al sur - oeste del macizo, asociados a los diques de pórfido, con recorridos de unos 10 Km., mientras que el resto presenta longitudes que no suelen superar los 2 ó 3 Km.

En general estos diques están formados por granitos aplíticos con poca biotita y moscovita, presentando algunos de ellos carácter leucocrático.

En ocasiones algunos de estos diques presentan zonación, debida a una alternancia de sectores aplíticos, sectores con schlieren y sectores más o menos pegmatíticos. En otras ocasiones aparece un borde de grano más fino que el núcleo.

IV.4.1 .- Principales características petrográficas.

Todas las rocas que forman estos diques tienen textura granuda de grano fino a medio, subidiomorfa a panalotriomorfa y variando desde tipos equigranulares a inequigranulares. En algunas muestras aparecen texturas de tipo microporfídico en las cuales la matriz presenta crecimientos micrográficos entre los feldespatos y el cuarzo.

La mineralogía es sencilla con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa como minerales principales; moscovita, biotita, cordierita y andalucita como accesorios y en cantidades aún menores turmalina, dumortierita, opacos, apatito y esfena; como secundarios hay clorita y sericita.

De todos estos minerales cabe destacar el que el feldespato potásico presenta con mucha frecuencia macla de microclina, y forma parte de los crecimientos micrográficos cuando los hay. La plagioclasa es menos abundante que el feldespato potásico, en ella son frecuentes las texturas mirmequíticas, variando su contenido en anortita (determinado mediante medidas ópticas) entre An8 y An10.

Las micas tanto moscovita como biotita son poco abundantes, la primera puede estar ligada a procesos de alteración de feldespatos o cordierita, aunque también se encuentra en cristales de mayor tamaño, con terminaciones simplectíticas, dispersos por la roca. La biotita suele estar alterada total o parcialmente a clorita.

IV.5 .- DIQUES DE PORFIDO

Son los más abundantes dentro de las rocas filonianas. La dirección predominante es la este - oeste, aunque también aparecen direcciones nor-este - sur-este. La potencia de estos diques es muy variable, desde 150 m., que presenta el que pasa por el embalse del Torcón y Ventas con Peña Aguilera, hasta unos 5m. Los valores medios de potencia se encuentran en torno a 20 - 25 m., siendo siempre los de mayor espesor dentro del conjunto de rocas filonianas.

En cuanto a la longitud es también muy variable, desde los que tienen varios kilómetros (hasta 15) hasta los que presentan unos pocos (2 - 3).

Todos los diques de pórfido presentan facies de borde enfriado, siendo esta muy afanítica con algunos fenocristales de feldespatos y cuarzo. La facies de núcleo presenta matriz, en general de grano fino y grandes fenocristales idiomorfos de feldespato potásico y plagioclasa, así como fenocristales de cuarzo. Los fenocristales de feldespato potásico, en ocasiones están zonados, presentando textura frasl con hasta 3 zonas de inclusiones de biotita.

En algunos diques, y especialmente en el del embalse del Torcón donde se pueden apreciar a simple vista, se han encontrado cristales de granate en la facies central del dique, así con numerosos enclaves de roca metamórfica, de tipo microgranular y de tipos sobreimicáceos (Lámina 8, fotografía E).

En algunos afloramientos los diques de porfido presentan tonalidades rojizas, tal vez como consecuencia de la circulación de flúidos hidrotermales tardíos sobre el dique, que los alteran y producen el color rojizo.

IV.5.1 .- Principales características petrográficas.

Evidentemente la textura de estas rocas es porfídica con fenocristales idiomorfos y subidiomorfos, en una matriz en la que varia el grado de cristalinidad en función de que se trate de un borde enfriado o de la facies central del dique.

La matriz que aparece en las zonas de borde, generalmente, es microcristalina, panalotriomorfa, en la que aparecen esferulitos con distinto grado de desarrollo, así los hay en los que solo se insinúan crecimientos radiales, hasta aquellos que están bien conformados como esferulitos. En ocasiones los esferulitos se desarrollan en contacto con los fenocristales.

La matriz de las zonas centrales del dique, varia desde microcristalina hasta matrices de grano fino panalotriomorfas o subidiomorfas, en las que están muy generalizados los crecimientos gráficos, que pueden limitarse a las zonas de contacto con los fenocristales o bien formar toda la matriz en su conjunto.

La composición mineralógica es la siguiente:

- Fenocristales: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita en todos ellos, además en algunas muestras aparecen cordierita, granate y andalucita.

- Matriz: de composición cuarzo - feldespática con pequeños cristales aciculares de moscovita, dentro de la matriz se encuentran los minerales accesorios constituidos por apatito, circón y opacos.

- Minerales secundarios son: moscovita, clorita, epidota, sericita y calcita.

La mayoría de los fenocristales son idiomorfos o subidiomorfos, siendo los de mayor tamaño los de feldespatos ya sean potásicos o plagioclasas (entre 4 y 12 mm.) y algo menores los de cuarzo y biotita. Dentro de algunos fenocristales de feldespato potásico se han encontrado crecimientos gráficos, estando además estos cristales rodeados por pequeños cristales de plagioclase en los que son frecuentes las texturas mirmequíticas.

Mediante microsonda se analizaron fenocristales de plagioclase (Tabla II.25), presentando zonados oscilatorios de tipo inverso, y con contenidos relativamente elevados en componente potásico. Las distintas zonas de este cristal analizado presentan composición entre andesina y oligoclase (Fig. 75), es decir tienen una composición más intermedia que la de las plagioclasas de los granitos de grano grueso.

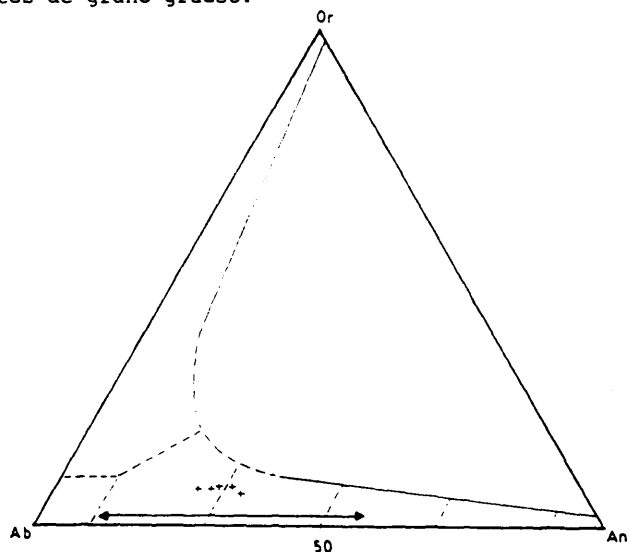


Figura 75: Diagrama Or - Ab - An de clasificación de feldespatos (SMITH, 1975) con la proyección de las plagioclasas de un pórfido granítico. La línea representa el campo que ocupan las plagioclasas de los granitos de grano grueso.

Otro de los fenocristales que aparece en estas rocas es la biotita, la cual está alterada con frecuencia a cloritas y opacos o a cloritas y epidotas, presentando entonces texturas sageníticas.

También se analizaron algunas de estas biotitas (Tabla II.26), las cuales tienen una relación FM baja (en torno a 0.50) lo cual denota un ligero carácter magnésico, todos los análisis quedan proyectados en el campo de las biotitas con contenidos intermedios en Al^{IV} (Fig. 76). Estas biotitas difieren de las de los granitos de grano grueso por su menor relación FM y menor contenido en aluminio.

Otro elemento que diferencia a unas y otras biotitas es el Ti (Fig. 77), las biotitas de los pórfidos son ricas en este elemento, lo cual nos indica que han debido cristalizar a temperaturas relativamente altas para que pudiera entrar titanio en su red.

Según la clasificación de FOSTER, (1960) (Fig. 78) dos de los análisis quedan en el campo de las biotitas magnésicas y el otro dentro de las biotitas férricas, y todos ellos se proyectan alejados de los campos en los que se localizan las biotitas de los granitos de grano grueso. Esta separación se aprecia también en el diagrama modificado de NOCKOLDS (Fig. 79), situándose las biotitas de los pórfidos en el campo de las asociaciones calcoalcalinas pero con mayores contenidos en magnesio.

Estas diferencias composicionales de las biotitas de los pórfidos y las de los granitos de grano grueso, apuntan a que los magmas de los que procede cada una de estas rocas serían algo distintos, los que generaron los pórfidos serían menos aluminicos, algo más magnésicos y habrían cristalizado a mayor temperatura, como se pone de manifiesto por el alto contenido en titanio de sus biotitas.

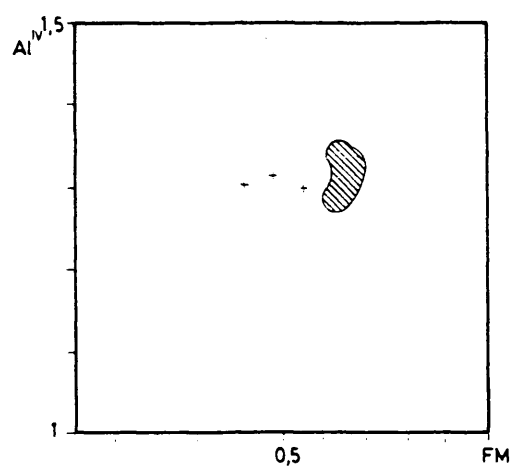


Figura 76: Diagrama de clasificación de biotitas (DEER et al, 1970) de los porfidos graníticos. El campo entramado es el que ocupan las biotitas de los granitos de grano grueso.

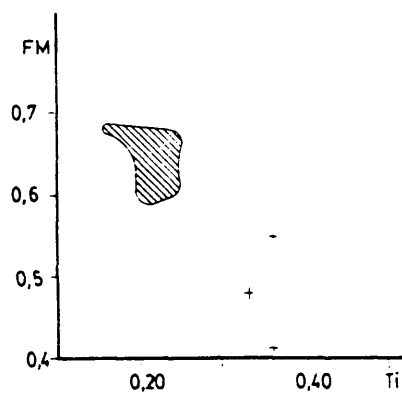


Figura 77: Diagrama FM / Ti de las biotitas de porfido granítico. El entramado corresponde al campo que ocupan los granitos de grano grueso.

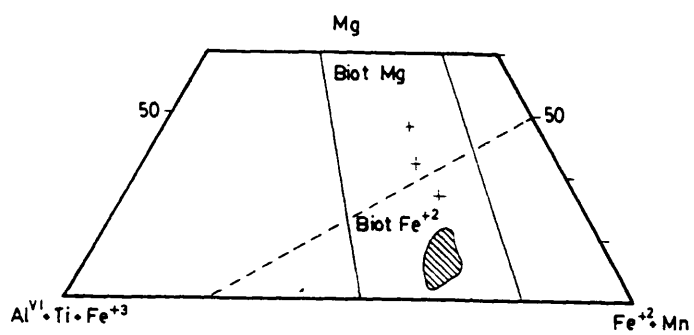


Figura 78: Diagrama de clasificación de FOSTER (1960) de las biotitas de pórfidos. Entramado biotitas de los granitos de grano grueso.

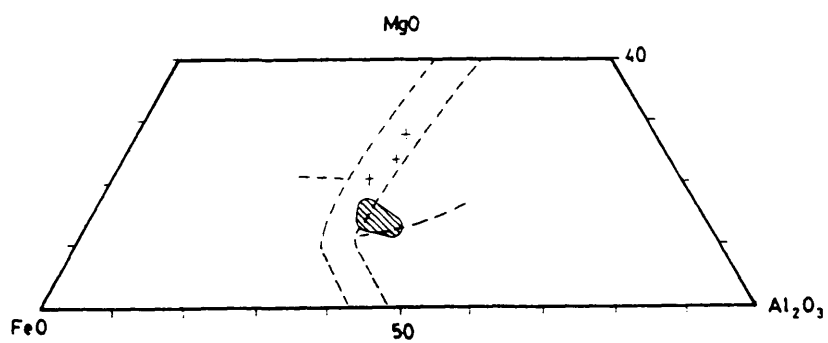


Figura 79: Diagrama modificado de MCKEOLDS de las biotitas de los pórfidos.

Dentro de los fenocristales de carácter aluminico está la cordierita, que en la mayoría de los casos se presenta alterada a pinnita y micas, incluyendo en ocasiones pequeños cristales aciculares, que con toda probabilidad, son de sillimanita. El análisis de una de estas cordieritas (Tabla II.27), nos da su relación FM = 0.47 algo más baja que las de las cordieritas de los granitos de grano grueso (0.51). Por otro lado el contenido en MnO y Na₂O es más bajo en esta cordierita del pórfido. Todas estas diferencias apuntan hacia un origen, en parte restitico para estas cordieritas.

Aparece granate en algunas de las muestras, en cristales fragmentados (Lámina 8, fotografía F), que con frecuencia están incluidos en plagioclasa. Es frecuente encontrar cloritas creciendo a favor de las líneas de fractura, y el que estos granates estén rodeados por clorita, opacos y cordierita. Este conjunto de características texturales nos llevan hacia un carácter restitico para el granate y a su desequilibrio con la roca.

Los granates analizados (Tabla II.28) son de composición almandino, con cantidades menores de piropo (23 - 16 %) y menos significativas de espesartina (6 - 3 %), grosularia (3 - 0.3 %) y en algunos casos andradita (1 %). Los análisis evidencian la existencia de un zonado inverso, con aumento de Mn en los bordes y disminución de Mg, el cual puede ser debido a la reacción del granate con el líquido para producir biotita y /o cordierita, la cual ha podido verificarse ya que la textura de los granates indican condición de desequilibrio.

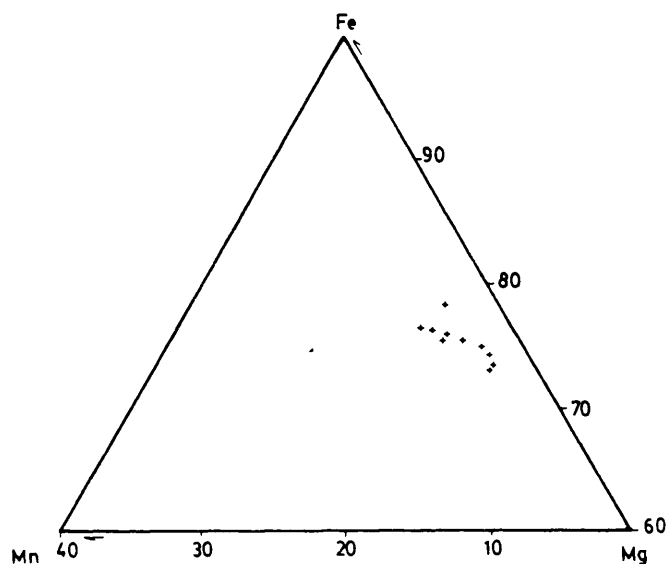


Figura 80: Diagrama Fe^{+2} - Mn - Mg de los granates de los pórfidos

La representación de los análisis en un diagrama Fe - Mn - Mg (Fig. 80) los sitúa próximos al vértice Fe, con bajos contenidos en Mg y Mn, siendo la composición de estos granates similar a la que presentan los granates de los granitos de grano grueso.

Estos pórfidos presentan dos tipos de enclaves principales; unos de rocas metamórficas constituidos por cuarzo, plagioclasa, sillimanita, biotita, cordierita, espinela y clorita, los cuales presentan síntomas de haber sido modificados por metamorfismo de contacto, y otros de tipo microgranular, compuestos fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa, y biotita, con texturas pseudo-doleríticas.

IV.6 .- GEOQUIMICA DE APLITAS Y PORFIDOS.

Se analizaron tres muestras de aplitas y otras tantas de pórfidos, para conocer a grandes rasgos su carácter geoquímico y establecer una comparación con los granitos en los que están intruyendo. El número de análisis realizados no es suficiente para establecer una evolución geoquímica precisa, sobre todo en los pórfidos, pero al menos apuntan unas características que los diferencian de los granitos de grano grueso.

IV.6.1 .- Clasificaciones químicas.

El resultado de los análisis así como el cálculo de la norma C.I.P.W. se encuentran en la tabla III.3. Las aplitas, como rocas leucocráticas que son, presentan altos contenidos en SiO_2 y bajos en FeO , MgO y CaO , lo cual en la norma se refleja en altos contenidos en cuarzo normativo y bajos en hiperstena y anortita normativas. Todas las muestras analizadas presentan corindón normativo, es decir exceso de aluminio, en unas proporciones similares a las que presentaban los leucogranitos. Comparando estas aplitas con el valor medio de los leucogranitos, estas presentan mayor proporción de albita normativa, lo que hace que disminuya, relativamente, el contenido en cuarzo normativo. En el diagrama de clasificación de STRECKEISEN y LEMAITRE (1979) (Fig. 81) las aplitas se proyectan en el campo de los granitos con feldespato potásico, ya que sus contenidos en el parámetro ANOR son muy bajos. Ocupan posiciones próximas a las de los leucogranitos, aunque su contenido en el parámetro Q'es algo inferior.

Por lo que se refiere a los pórfidos, sus contenidos en SiO₂ son intermedios y algo más bajos que los de los granitos de grano grueso, por lo que su contenido en cuarzo normativo es más bajo, por el contrario los contenidos en FeO, MgO y CaO son algo más elevados que los de los granitos de grano grueso, por lo que la anortita y sobre todo la hiperstena normativas, son también más elevadas que en los granitos de grano grueso. Todas las muestras de los pórfidos analizados son de carácter aluminico ya que todas ellas contienen corindón normativo en proporciones similares a las de los granitos de grano grueso.

La proyección de estos análisis en el diagrama de clasificación de STRECKEISEN y LEMAITRE (Fig. 86) queda dentro del campo de los granitos, por lo que podemos clasificar a estas rocas como porfidos graníticos. Comparandolos con los granitos de grano grueso, ambos grupos de rocas se proyectan próximos, únicamente indicar que los pórfidos presentan valores del parámetro Q' más bajo

Se han clasificado estas rocas en el diagrama A - B de DEBON y LEFORT (1984) (Fig. 87), tanto aplitas como pórfidos graníticos se proyectan en el campo de rocas peraluminicas, con valores positivos del parámetro A, que son más elevados en el caso de las aplitas, las cuales quedan además en el campo de rocas leucocráticas, con valores bajos del parámetro B. Se separan de los leucogranitos ya que estos tienen mayor carácter peraluminico.

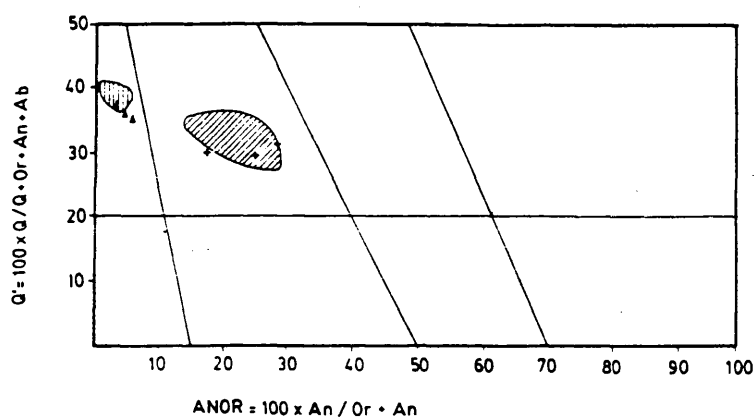


Figura 81: Diagrama de clasificación en base a minerales normativos de STRECKEISEN y LEMAITRE (1979). Aplitas (triángulos). Pórfidos (crucos). El campo entramado con rayas inclinadas corresponde al que ocupan los granitos de grano grueso y el de rayas verticales a leucogranitos.

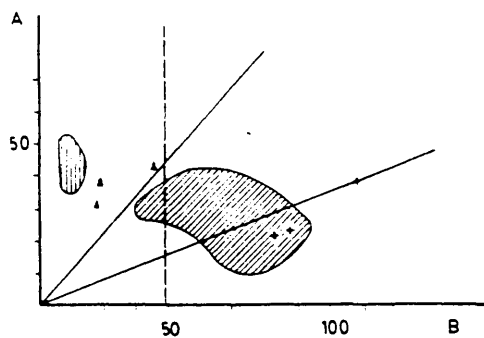


Figura 82: Diagrama de clasificación de minerales característicos A - B de DEBON y LEFORT (1983) de aplitas y pórfidos. Los campos entramados corresponden a las mismas rocas que en la figura anterior.

Los pórfidos graníticos, se sitúan dentro del campo de rocas con biotita, presentando uno de los análisis altos valores de los parámetros A y B por lo que queda en el límite que separa rocas con biotita de las que contienen biotita + moscovita. Los otros análisis quedan dentro del campo que ocupan los granitos de grano grueso y en relación con estos en sectores de mayor contenido en parámetro B.

IV.6.2 .- Análisis de la variabilidad geoquímica.

En los diagramas SiO_2 frente al resto de los óxidos, además de los análisis de aplitas y pórfidos, se ha representado la pauta de evolución de los granitos de grano grueso y el campo que ocupan los leucogranitos (Fig. 83).

Lo que más llama la atención, a primera vista, es que por un lado hay un análisis de aplitas que presenta un contenido relativamente bajo en SiO_2 , por lo que se aparta de los otros dos análisis que quedan dentro del área de proyección de los leucogranitos.

Los pórfidos graníticos se sitúan con respecto a los granitos de grano grueso, en la zona de menor contenido en SiO_2 , y uno de ellos queda fuera de esta pauta ya que es muy bajo en sílice.

Las dos aplitas que se proyectan junto con los leucogranitos, presentan contenidos en todos los óxidos muy similares a los de estos, únicamente se podría destacar que contienen algo más de FeO , Na_2O y K_2O , aunque este mayor contenido puede considerarse como poco significativo.



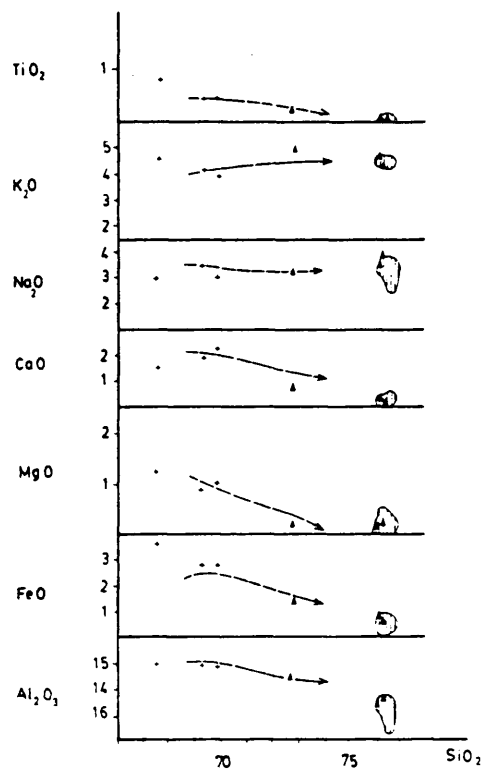


Figura 83: Diagramas binarios SiO_2 / óxidos de aplitas y pórfidos. La línea marca la pauta de evolución de los granitos de grano grueso y el campo entramado los leucogranitos.

La muestra de aplitas con menor contenido en sílice se proyecta dentro de los términos más diferenciados de los granitos de grano grueso, diferenciándose de estos por su menor contenido en FeO, MgO y CaO y algo mayor de K₂O.

En resumen las aplitas procederían de magmas muy evolucionados ricos en SiO₂ y pobres en ferromagnesianos y CaO, en cierto modo algo similares a los que produjeron los leucogranitos. Un estudio más sistemático de estos diques podría dar alguna pauta de evolución, ya que parece que hay aplitas con distintos contenidos en sílice.

Los pórfidos graníticos comparten características geoquímicas, a grandes rasgos, con los granitos de grano grueso, se diferencian, no obstante, por su mayor contenido en FeO y también ligeramente más elevado de K₂O. Los magmas a partir de los que se habrían generado estas rocas serían, desde el punto de vista químico, similares a los que dieron origen a los granitos de grano grueso, es decir magmas aluminicos de tendencia potásica, por lo que podríamos encuadrarlos también dentro de los magmas que dan origen a los granitos de tipo S, no solo por su carácter aluminico, sino también por la cantidad de enclaves metamórficos que incluyen, así como por la presencia de minerales restíticos.

En los diagramas SiO₂ / elementos traza (Fig. 84) solo se han representado aquellos elementos que aparecen con mayor concentración en las rocas filonianas y que además presentan una cierta variación.

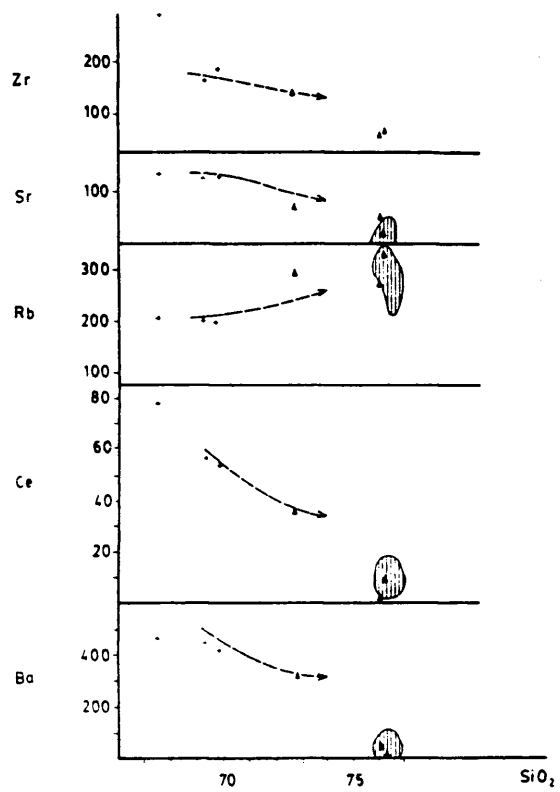


Figura 84: Diagramas binarios SiO_2 / elementos traza de aplitas y pórfidos. Misma simbología que en la figura anterior.

Las aplitas presentan concentraciones bajas en Ba, Ce, Sr y Zr como corresponde a rocas muy diferenciadas. El contenido en Ba es bajo ya que estas rocas apenas tienen biotita, mineral que controla en buena medida a este elemento. Las bajas concentraciones en Sr son típicas de magmas muy diferenciados, por lo que es normal que estas rocas apenas contengan este elemento. Sucede lo contrario con el Rb que es abundante en rocas diferenciadas, suponemos que este elemento se encuentra fundamentalmente en el feldespato potásico que es abundante en las aplitas. Por último Ce y Zr se concentran sobre todo en minerales accesorios como apatito y circón, minerales muy escasos en las aplitas.

En cuanto a los pórfidos sus contenidos relativamente altos en Ba se deben a que este elemento además de en la biotita está asociado al feldespato potásico, como ya vimos los fenocristales de este mineral son frecuentes en estos diques, por lo que podrían aumentar el contenido de este elemento. El contenido en Sr no es muy elevado, debiendo estar controlado por las plagioclasas. Los contenidos en Rb son algo inferiores a los que presentan los granitos de grano grueso con contenidos similares en sílice. El número de análisis no nos permite determinar si el Rb ha estado controlado por la cristalización de la biotita, que ha podido empobrecer a los líquidos finales en este elemento, pues hay una cierta tendencia a que este elemento disminuya con el aumento de SiO_2 , o bien ha podido estar controlado por la cristalización del feldespato potásico, pues la cristalización temprana de este mineral también ha podido empobrecer en Rb los líquidos finales.

Las concentraciones de Ce y Zr en los pórfidos son relativamente elevadas ya estas rocas contienen

minerales accesorios capaces de albergar a estos elementos.

Como resumen de las características geoquímicas podemos decir que las aplitas se habrían originado a partir de magmas diferenciados de carácter aluminico, en cierto modo algo similares a los magmas que dieron origen a los leucogranitos.

En cuanto a los porfidos procederían de magmas intermedios de carácter aluminico, que tendrían su origen en la fusión de niveles corticales, como se pone de manifiesto no solo por el carácter aluminico, sino también por la gran cantidad de enclaves metamórficos que llevan. Geoquímicamente son similares a los pórfidos graníticos (s.l.) del Sistema Central Español (HUERTAS y VILLASECA, 1987).

IV.7 .- CONCLUSIONES SOBRE LAS ROCAS FILONIANAS DE MORA - GALVEZ.

- En el sector de Mora - Gálvez las rocas filonianas no son muy abundantes, los tipos de diques que se han encontrado, de menor a mayor abundancia, son de cuarzo, pegmatitas, aplitas y pórfidos.

- La dirección predominante de estas rocas filonianas es de este - oeste, con potencias que varían entre unos pocos metros y decenas de metros. Geográficamente se encuentran con mayor frecuencia en el área sur - oeste.

- Petrográficamente las aplitas corresponden a leucogranitos, con minerales aluminicos tales como cordierita, andalucita y dumortierita. Los pórfidos se clasifican como granitos (s.l.) y también presentan minerales aluminicos como cordierita, granate y andalucita, un rasgo característico de estos pórfidos es el carácter magnésico y el alto contenido en titanio de sus biotitas, lo cual indica que estas rocas han debido cristalizar a altas temperaturas.

- Geoquímicamente tanto aplitas como pórfidos son rocas peraluminicas, las aplitas presentan afinidades con los leucogranitos, mientras que los pórfidos tienen afinidades con los granitos de grano grueso, siendo además similares a los pórfidos del Sistema Central.

- Suponemos que los líquidos magmáticos a partir de los cuales se generaron las aplitas, eran líquidos muy diferenciados de carácter aluminico, semejantes a los de

los leucogranitos. Los líquidos de los que procederían los pórfidos serían de composición intermedia y de carácter aluminico, generados a partir de la fusión de algún nivel crustal.

- La relación temporal entre estos dos tipos de diques no se manifiesta claramente en el campo, ya que no se han encontrado afloramientos que pusieran de manifiesto estas relaciones.

V.- GEOCRONOLOGIA Y EVOLUCION MAGMATICA

V. GEOCRONOLOGIA Y EVOLUCION MAGMATICA.

Se estudian en este capítulo los resultados isotópicos de Rb - Sr de los granitoides de la Unidad Migmatítica, así como los del plutón Mora - Gálvez. Al final del mismo se propone un modelo de evolución magmática, para cada uno de los conjuntos graníticos, en base a los datos isotópicos, geoquímicos y termodinámicos.

V.1 .- ISOCRONA DE LOS GRANITOIDES DE LA UNIDAD MIGMATITICA.

Los resultados analíticos de este conjunto granítico están en la tabla III.6. El principal problema que nos hemos encontrado al realizar la isocrona de las rocas de Argés - Guadamur es la escasa variación que hay entre ellas en cuanto a las relaciones Rb/Sr, lo cual hace que la amplitud de estos valores sea muy baja.

Se han representado los datos de tonalitas y adamellitas en la figura 85. Todos ellos definen una posible isocrona cuya pendiente indica una edad de 372 Ma \pm 6, con una desviación de mínimos cuadrados M.S.W.D. = 27.04, que es alta, y la cual nos da una relación isotópica inicial de $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.70707 \pm 0.00009$.

La edad que se obtendría con esta isocrona corresponde al Devónico Superior y sería de las más antiguas que se conocen en el sector Central del Hercínico, ya que en el Sistema Central la edad absoluta más antigua es de 344 Ma

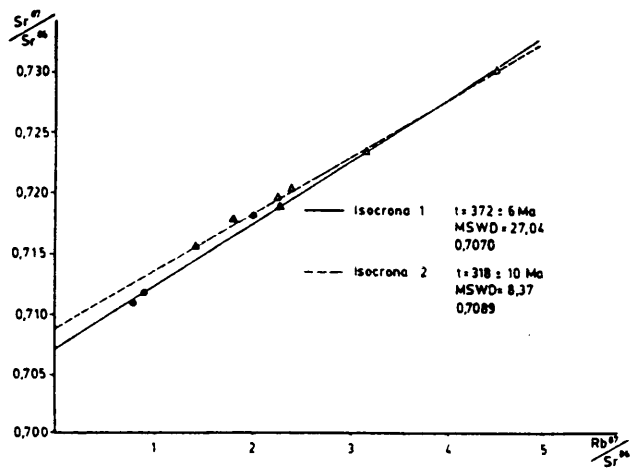


Figura 85: Isocronas de los granitoides de Argés - Guadamar. Con trazado continuo (isocrona 1) se ha representado la isocrona que se obtiene con las muestras de adamellitas y tonalitas ($t = 372 \pm 6$ Ma; MSWD = 27.04; $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i = 0.70706$). Con trazado discontinuo (isocrona 2) se ha representado la isocrona que se obtiene solamente con las adamellitas ($t = 318 \pm 10$ Ma; MSWD = 8.37; $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i = 0.7089$). Puntos: tonalitas. Triángulos negros: adamellitas no porfídicas. Triángulos blancos: adamellitas porfídicas.

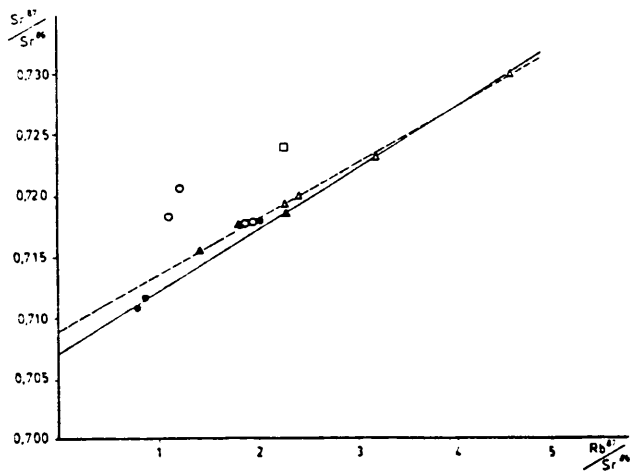


Figura 86: Están representadas las mismas isocronas que en la figura anterior. Añadiendo además los datos de leucogranitos (círculos) y de granodioritas de Layos (cuadrado).

+/- 8 que corresponde a las adamellitas porfídicas de Villacastín (IBARROLA et al, 1987).

Por otro lado esta edad debería corresponder también a la de la deformación que les afecta (posiblemente la fase 2), ya que los granitos de Argés - Guadamur son sincrónicos con una etapa de deformación importante. No obstante debido a que el valor de M.S.W.D. es muy elevado consideramos que la edad que indica esta isocrona debe tomarse con mucha reserva, ya que está muy condicionada por las relaciones isotópicas de las tonalitas, que hacen que se obtenga una edad más antigua.

Se calculó también una isocrona únicamente con los datos de las adamellitas (Fig. 85), quedando todos los valores bien alineados sobre una recta, cuya pendiente nos da una edad de 318 Ma +/- 10, con una desviación de mínimos cuadrados más baja y por tanto más aceptable que la anterior (M.S.W.D. = 8.37), y con una relación isotópica inicial de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0.70894 \pm 0.00015$. Esta edad corresponde al Carbonífero y dentro de él al Namuriense.

Esta segunda edad, teniendo en cuenta la deformación que presentan estas rocas, es demasiado joven, ya que comparándola con otras del Sistema Central quedaría entre las isocronas de Moralarzal - Colmenar Viejo (327 Ma +/- 4) y la de La Pedriza (305 Ma +/- 6), que corresponden ambas a granitos claramente post-cinemáticos (IBARROLA et al, op cit).

En resumen, con respecto a la edad de las rocas de Argés - Guadamur podemos decir que con los datos aquí expuestos no podemos precisar cual es la edad absoluta de las mismas, para ello parece que sería preciso realizar una isocrona con un mayor número de muestras tanto de tipos básicos como más diferenciados, ya que todos ellos deben ser

contemporáneos por las relaciones que presentan en los afloramientos.

Las relaciones isotópicas iniciales de Sr^{87}/Sr^{86} , considerando cualquiera de las dos isocronas realizadas, son altas y superiores a 0.707, lo cual indica en cualquier caso que ha habido una participación de la corteza continental en los magmas que originaron estas rocas. La relación isotópica inicial más baja corresponde a la isocrona realizada con todas las rocas de Argés-Guadamur, lo cual puede indicar que el magma procedería de niveles corticales más básicos o menos evolucionados que los que indican las relaciones isotópicas iniciales de la isocrona de las adamellitas, que son más altas y por tanto podrían corresponder a niveles más diferenciados o más evolucionados.

En la figura 86 además de las isocronas anteriores se han proyectado los valores de una granodiorita de Layos y de los leucogranitos.

La proyección del valor de la granodiorita de Layos queda bastante alejado de cualquiera de las dos isocronas calculadas, lo cual pone de manifiesto que no debe existir ninguna relación genética entre estas rocas y las de Argés - Guadamur. Aunque un solo dato puede no ser muy significativo, en este caso concreto si hubiéramos proyectado más datos de las granodioritas de Layos hubieran quedado muy próximos entre sí, ya que apenas hay variación en los contenidos de Rb y Sr que presentan estas rocas, siendo además las relaciones entre ellos, para las distintas muestras analizadas, muy próximas entre sí, por lo que no darían una buena amplitud para poder trazar una buena isocrona. Los criterios de campo nos indican que las granodioritas de Layos serían posteriores a las rocas de

Argés - Guadamur.

Por lo que se refiere a la proyección de los leucogranitos, dos de ellos quedan muy próximos entre si y situados sobre la isocrona que definen las adamellitas, correspondiendo ambos al mismo macizo (el que se encuentra en las proximidades del embalse de Guajaraz), mientras que los otros dos quedan bastante alejados de cualquiera de las dos isocronas, correspondiendo éstos al macizo que se encuentra en la finca de Santa Catalina.

Esta dispersión de datos dentro de los leucogranitos, viene a reafirmar la hipótesis de que cada macizo de leucogranitos tiene unas características propias y que cada uno de ellos debe provenir de la fusión de niveles algo diferentes. Así si dispusiéramos de un mayor número de datos de cada uno de los distintos macizos, tal vez, puesto que las relaciones Rb/Sr no dan demasiada amplitud, sería posible trazar isocronas diferentes para cada uno de ellos, que suponemos tendrían pendientes próximas, o lo que es lo mismo edades similares, pero que nos darían distintas relaciones isotópicas de Sr iniciales, manifestando así las diferentes fuentes de las que provendría cada macizo de leucogranitos. Lo que se pone de manifiesto en esta figura, al menos más claramente para el macizo de Santa Catalina, es el no cogenitismo de estos leucogranitos con los granitoides de Argés - Guadamur.

**V.2 .- ISOCRONA DE LOS GRANITOIDES DEL PLUTON
MORA - GALVEZ**

La datación absoluta de estos granitoides realizada por el método Rb - Sr isocrona de roca total, ha sido estudiada por **ANDONABEGUI e IBARROLA (1987)**.

Para la realización de esta isocrona se han utilizado 6 muestras de granitos de grano grueso, 3 de granitos porfídicos y 3 de leucogranitos, cuyos resultados analíticos se encuentran en la Tabla III.7.

Las seis muestras de los granitos de grano grueso y las tres de los granitos porfídicos quedan bien alineadas sobre una isocrona (Fig. 87), cuya pendiente indica una edad de 320 ± 8 Ma, con una relación isotópica inicial de Sr^{87}/Sr^{86} de 0.7103 ± 0.0003 , con una desviación M.S.W.D. = 3.6887. La edad obtenida para los granitos porfídicos y los de grano grueso, corresponde al Namuriense, la cual está de acuerdo con edades obtenidas para otros macizos graníticos post - orogénicos datados por el mismo método, en el Sistema Central Español (**IBARROLA et al, 1987**).

No obstante estos granitos de Toledo serían de tardi a post - orogénicos, ya que los granitos porfídicos del sector norte aparecen deformados y por tanto podrían haberse emplazado en etapas tardías o finales de la orogenia. La relación inicial de Sr^{87}/Sr^{86} , junto con sus características mineralógicas y geoquímicas, indican una influencia cortical en el magma que originó estos granitos de Mora - Gálvez.

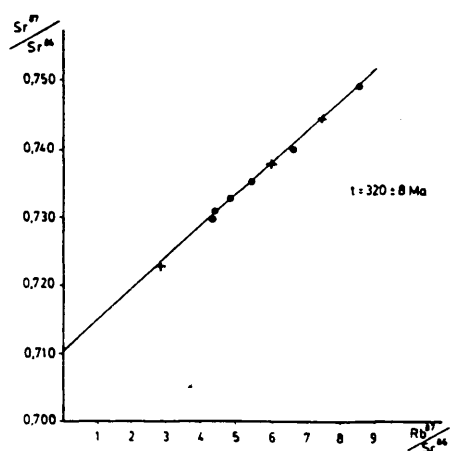


Figura 87: Isocrona de los granitos de grano grueso y porfídicos del plutón Mora - Gálvez ($t = 320 \pm 8$ Ma; MSWD = 3.6887; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7103$). Puntos: granitos de grano grueso. Cruces: granitos porfídicos.

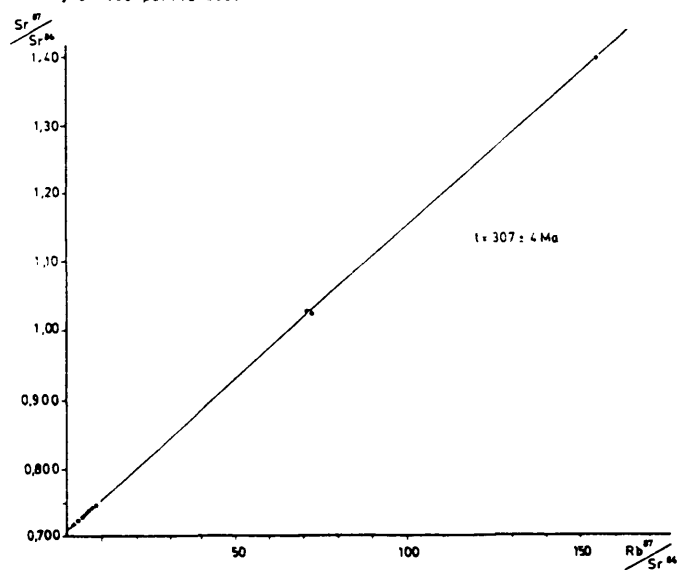


Figura 88: Isocrona de los granitoides del plutón de Mora - Gálvez, además de los anteriores se han incluido los leucogranitos (Círculos). ($t = 307 \pm 4$ Ma; MSWD = 4.8365; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7113$)

Además de esta isocrona, se intentó el cálculo de una segunda isocrona introduciendo los leucogranitos con los granitos anteriores. El resultado fue que todos ellos quedaban alineados sobre una recta, cuya pendiente indica una edad de 307 ± 4 Ma (Fig. 88), y una relación isotópica inicial de Sr de 0.7113 ± 0.0002 , es decir que como consecuencia de que los leucogranitos presentan unas relaciones muy elevadas tanto de Rb^{87}/Rb^{86} , como de Sr^{87}/Sr^{86} , condicionan fuertemente la pendiente de la recta rebajando la edad de todos los granitos.

Por tanto desestimamos esta isocrona y consideramos como más correcta la primera ya que en ella existe una mayor homogeneidad de las facies introducidas, así como una relación temporal más estrecha, ya que en los afloramientos se pasa insensiblemente de unos tipos a otros.

También se realizó el cálculo de una isocrona con los granitos de grano grueso, los cuales quedaban bien alineados sobre una recta, con una pendiente que indica una edad de $316 \text{ Ma} \pm 10$ y una relación inicial de $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7106 \pm 0.0004$, valores prácticamente iguales a los obtenidos en la primera isocrona, en la que además estaban los granitos porfídicos.

Los tres valores que tenemos de los leucogranitos no son suficientes para calcular una isocrona, aunque sí se ha realizado el cálculo de la edad convencional individualmente para cada una de las muestras, obteniéndose resultados prácticamente idénticos: 301, 306 y 309 Ma. A falta de confirmación mediante dataciones posteriores parece que los leucogranitos se alinearían en una isocrona que nos daría una edad más joven (unos 306 Ma) que la de los granitos encajantes, y su relación isotópica inicial sería muy semejante o incluso ligeramente más baja que la de

estos. En definitiva parece que hay una diferencia de edad de unos 10 Ma entre los leucogranitos y el resto de granitos de Mora - Gálvez, diferencia que no resulta, por otro lado, sorprendente ya que los criterios de campo indican que los leucogranitos han sido los últimos en formarse e intruir.

Por lo que se refiere a la semejanza de las relaciones isotópicas iniciales de Sr entre los granitos y leucogranitos asociados, esta indicaría un modelo genético distinto de la derivación por simple cristalización fraccionada. Si se tratara de una fracción residual, emplazada unos 10 Ma más tarde, su contenido en Rb y la relación Sr^{87}/Sr^{86} debería ser más alta (aprox. 0.720). Para mantener la relación de los datos obtenidos analíticamente, habría que plantear una hipótesis genética en la que el enriquecimiento de Rb fuese simultáneo con la formación y emplazamiento de los leucogranitos, o admitir el no cogenetismo de estos con los granitos porfídicos, lo cual sería posible ya que hay una diferencia de edad considerable (más de 10 Ma) entre los granitos y los leucogranitos.

No obstante hay que indicar que problemas de este tipo ya han sido apuntados anteriormente, en otros macizos leucograníticos del Sistema Central Español (VIALETTE et al, 1981; IBARROLA et al, 1987).

Como conclusión a las isocronas presentadas para cada conjunto granítico, podemos decir que de los granitoides de la U.M. no conocemos la edad exacta de su emplazamiento, pues las isocronas calculadas bien presentan un M.S.W.D. muy elevado, o bien indican una edad demasiado joven, no solo comparándola con otras rocas del Sistema Central, si no también al compararla con los granitoides de Mora - Gálvez, presentarían la misma edad, lo cual no es coherente con los datos de campo. Los granitoides de la U.M.

presentan una clara deformación concordante con su encajante, por lo que debieron emplazarse sintectónicamente; por el contrario los granitoides de Mora - Gálvez son discordantes con su encajante, cortando las estructuras del mismo, por lo que debieron emplazarse con posterioridad a las etapas de mayor deformación y por tanto también posteriormente a los granitoides de la U.M.. En definitiva que estos últimos deben tener una edad de emplazamiento anterior a 320 Ma.

V.3 .- EVOLUCION MAGMATICA

En la U.M. aparecen tres asociaciones graníticas distintas, por lo que estudiaremos la posible evolución magmática de cada una de ellas por separado.

Suponemos que las rocas graníticas de Argés-Guadamur proceden de magmas de origen fundamentalmente cortical como se pone de manifiesto por la relación isotópica inicial de Sr relativamente elevada (0.707). Las adamellitas se habrían generado por cristalización fraccionada de magmas corticales, tonalitas y cuarzodioritas podrían haber sufrido un proceso similar, pero a partir de magmas más básicos, también de posible origen cortical.

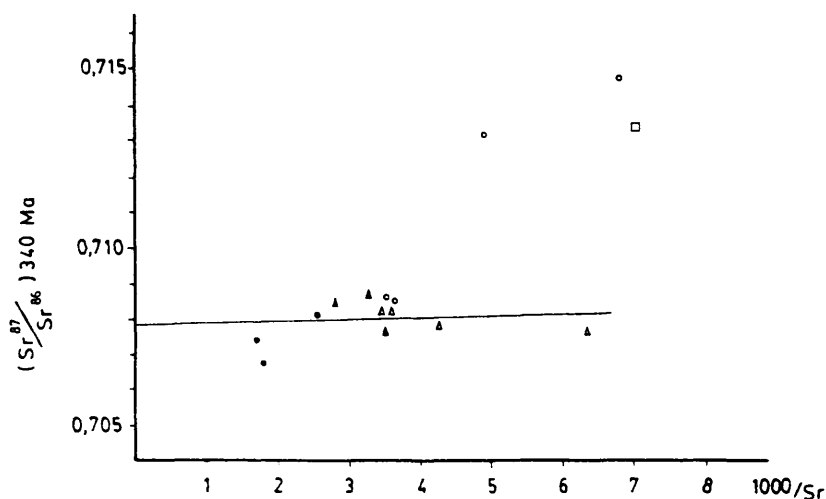


Figura 89: Diagrama de las relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, calculadas para una edad de 340 Ma, frente a la relación $1000/\text{Sr}$, de los granitoides de la Unidad Migmatítica. Todas las rocas de Argés-Guadamur quedan sobre una línea con pendiente.

En la figura 89 se ha representado la relación $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial, de cada una de las rocas de esta asociación, suponiendo que se emplazaron a una edad de 340 Ma, frente a la relación 1000/Sr. Hemos tomado esta edad porque es intermedia entre las dos obtenidas a partir de las dos isocronas calculadas. Todas las rocas quedan, practicamente, sobre una recta de pendiente nula, es decir, todas ellas tienen aproximadamente la misma relación isotópica inicial de Sr, lo cual se interpreta (LANGMUIR et al, 1978), como que todas las rocas podrían ser cogenéticas.

Los magmas de los que procederían las rocas de Argés - Guadamur, se habrían generado en condiciones deficitarias de agua, como se pone de manifiesto por la baja fugacidad de oxígeno y la escasez de micas en estas rocas. Los magmas se producirían a unas presiones no superiores a 9 Kb y temperaturas algo superiores a 850°C. Desde esa zona iniciarían su ascenso evolucionando a campos de menor presión y temperatura, para emplazarse en torno a unos 5 - 6 Kb y 850°C - 800°C, momento en el cual las fases minerales ferromagnesianas sufrieron una recristalización metamórfica. El emplazamiento debió efectuarse durante una fase tectónica importante, como se pone de manifiesto por la deformación dúctil, concordante con el encajante, que presentan estos granitoides de Argés - Guadamur. Por otro lado el emplazamiento también debió coincidir, o ser algo previo, con el clímax de la etapa metamórfica que afectó al área, ya que los leucogranitos los penetran, y además la escasa zonación de las plagioclasas debe ser un efecto de este metamorfismo. Posteriormente todo este conjunto evolucionó hacia condiciones de menor P - T (4Kb. y 750°C-

700°C), donde sufrió un proceso retrometamórfico de reequilibrio de los bordes de los feldespatos y generación de moscovita.

Para las granodioritas cordieríticas de Layos, suponemos un origen algo diferente, ya que sus características petrográficas, geoquímicas y de afloramiento, apuntan a una fusión parcial de niveles corticales (la fusión parcial queda definida en los diagramas entre elementos menores). Los magmas procedentes de esta fusión parcial, producida en niveles distintos a los que dieron origen a las rocas de Argés - Guadamur, llevarían una importante carga sólida, constituida por restos de rocas corticales sin fundir (enclaves metasedimentarios) y por cristales de cordierita que en parte deben ser restíticos. Estos magmas debieron formarse a presiones de unos 5 Kb y temperaturas superiores a 800°C, efectuándose su emplazamiento en unas condiciones similares a las de los granitoides anteriores.

Los leucogranitos están relacionados, principalmente, con la migmatización de los metasedimentos en los que se emplazan los granitoides de Guajaraz. Se plantea una cierta incertidumbre en cuanto a las dos muestras del embalse de Guajaraz, cuyos datos isotópicos se asemejan a los de las adamellitas (Fig. 86, pág. 260). Su relación isotópica inicial de Sr es similar a la de las adamellitas, proyectándose por tanto próximas a ellas, lo cual podría indicar una cierta relación genética, en el sentido de originarse por fusión de protolitos semejantes o incluso por propia anatexia de los granitoides de Argés-Guadamur.

En general la migmatización produciría fundidos mínimos, en condiciones deficitarias de agua, a una presión entre 4 y 6 Kb y temperaturas entre 800°C y 850°C.

En estos fundidos mínimos podrían quedar granate y cordierita como fases restíticas sólidas.

En definitiva en el conjunto de la U.M. tenemos una asociación granítica de carácter alóctono (granitoides de Argés - Guadamur) que ha sufrido un proceso metamórfico que en parte ha enmascarado sus características ígneas; las granodioritas de Layos que deben encontrarse emplazadas muy próximas a su lugar de formación (son paraautóctonas), y los leucogranitos que también presentan carácter paraautóctono y son consecuencia de la anatexia del sector.

Por lo que se refiere a las rocas graníticas del plutón de Mora - Gálvez sus características geoquímicas y petrográficas, junto con la relación inicial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.710$, indican que serían fundidos a partir de la corteza continental, de niveles algo distintos a los que participaron en los magmas de Argés - Guadamur, ya que las características isotópicas son algo diferentes. Estos magmas podrían haberse generado en unas condiciones de 5 - 6 Kb de presión y a unas temperaturas de 820°C a 850°C, a partir de aquí ascenderían a niveles más superficiales al tiempo que irían sufriendo un proceso de cristalización fraccionada, para emplazarse a unos 2Kb de presión y algo más de 750°C, provocando metamorfismo de contacto en las rocas encajantes.

En el diagrama log. Sr frente a log. Ba (Fig. 71, pág. 230) los leucogranitos no se unen con la línea de fraccionamiento del resto de las rocas graníticas del este plutón. Esto unido a los problemas de las relaciones isotópicas iniciales de Sr de estos leucogranitos, así como su gran diferencia de edad, comentadas anteriormente, vendría a reforzar la idea del no cogenetismo entre estas rocas y los granitos porfídicos.

VI.- RESUMEN Y CONCLUSIONES GENERALES

VI.- RESUMEN Y CONCLUSIONES GENERALES

En el sector sur de la provincia de Toledo se han distinguido dos conjuntos de asociaciones graníticas, con unas características de emplazamiento, geoquímica y evolución diferentes.

- Los granitoides de la Unidad Migmatítica, que forman uno de los conjuntos estudiados, están emplazados en un nivel estructural relativamente profundo, ya que presentan características sincinemáticas y son concordantes con su encajante, el cual estaba sufriendo un metamorfismo de alto grado, llegando incluso a producirse fenómenos de migmatización.

- El otro conjunto granítico estudiado, plutón de Mora - Gálvez, es intrusivo en rocas metamórficas de bajo grado, ocupando el eje de una estructura anticlinal, de probable fase 3. Por tanto su emplazamiento se ha efectuado en un nivel más superficial que los anteriores, siendo además más tardíos, ya que están escasamente afectados por etapas de deformación tardías, las cuales únicamente se manifiestan en el sector norte del plutón. Son en definitiva granitoides tardicinemáticos, que provocan metamorfismo de contacto en su encajante, llegando a alcanzarse en el mismo las facies de las corneanas piroxénicas.

- En ambos sectores predominan los tipos granodioríticos y graníticos (s.l.), siendo las principales diferencias las siguientes:

- * Dentro de los granitoides de Argés-Guadamur aparecen tipos más básicos, que además son algo más abundantes que en los granitos de Mora - Gálvez.

- * Los leucogranitos de la U.M. son, en cierto modo heterogéneos, con frecuentes bandeados de granate y cordierita, que han debido quedar como fases sólidas durante el proceso de migmatización que los ha generado. Por el contrario los leucogranitos de Mora - Gálvez, son más homogéneos, contienen nódulos de cordierita que han debido formarse por cristalización a partir de un magma muy diferenciado rico en aluminio.

- * Por último entre los granitoides de la U.M. se encuentran las granodioritas cordieríticas de Layos que son rocas ígneas poco frecuentes por su alto contenido modal en cordierita (16 %), probablemente de origen restítico en el proceso de anatexia que las originó.

- Desde el punto de vista mineralógico la característica común entre las dos asociaciones graníticas es la presencia de granate en ambas (salvo en los leucogranitos de Mora - Gálvez), siendo este más abundante en los granitoides de la U.M.. Esta fase mineral tiene distinto origen en cada una de las asociaciones. En la U.M. en gran parte es metamórfico, pudiendo ser algunos de ellos de origen residual y reequilibrados durante la etapa metamórfica; mientras que en Mora - Gálvez son de origen restítico.

Como principales diferencias mineralógicas podemos enumerar:

- * La relativa escasez de micas en los

granitoides de la U.M. y su composición más magnésica.

* La ausencia o escasa frecuencia de zonados en las plagioclasas de la U.M. como consecuencia del proceso de recristalización metamórfica que han sufrido, que contrasta con los fuertes zonados oscilatorios que presentan las plagioclasas del plutón de Mora - Gálvez.

* La presencia de sillimanita en los granitoides de la U.M.

- Geoquímicamente los dos conjuntos graníticos son peraluminicos, aunque con distintos índices de peraluminicidad, estando más sobresaturados en Al_2O_3 los granitoides de la U.M.. Según la clasificación de DEBON y LEFORT (1983) en cada conjunto rocoso pueden definirse distintas asociaciones, así en los granitoides de la U.M. hemos distinguido tres asociaciones:

1.- Los granitoides de Argés - Guadamur que forman una asociación peraluminica de tendencia potásica.

2.- Las granodioritas cordieríticas de Layos, que son peraluminicas de tendencia sódica.

3.- Los leucogranitos anatéticos que quedan dentro del grupo de rocas que proceden de fundidos mínimos.

Por su parte los granitoides epizonales del plutón de Mora - Gálvez definen una asociación peraluminica de tendencia sódico potásica.

- En cuanto a los elementos menores y trazas, ambas asociaciones están enriquecidas en elementos de alto radio iónico (Ba, Rb, K), aunque en general los granitoides de la U.M. están enriquecidos en lantánidos y elementos de alto potencial iónico.

Ambas asociaciones graníticas presentan unos contenidos en estos elementos similares a los de las rocas

graníticas de tipo S, las cuales se habrían generado en un ambiente orogénico tardi o post - colisional.

- La edad exacta del emplazamiento de los granitoides de la U.M. y más concretamente de los de Argés-Guadamur, es desconocida ya que las isocronas obtenidas con estas rocas plantean una serie de problemas, con incertidumbre en un amplio margen de tiempo (370 - 320 Ma).

No sucede lo mismo con la edad de los granitoides de Mora - Gálvez, cuya isocrona presenta mejor correlación y escasa desviación de datos, proporcionando una edad de 320 +/- 8 Ma. La edad convencional de los leucogranitos de esta asociación podría ser de 306 Ma.

Con estos datos lo que se deduce es que los granitoides de la U.M. deben tener una edad más antigua de 320 Ma, por su intrusión en etapas orogénicas previas y más próximas al pico metamórfico, que las que presentan los granitoides del plutón Mora - Gálvez. Por tanto los granitoides de la U.M. intruirían a una presión de 4 - 5 Kb. y unos 850° C; mientras que los de Mora - Gálvez lo harían a unos 2 Kb. de presión y unos 750° C.

- Las relaciones isotópicas iniciales de Sr^{87}/Sr^{86} que se obtienen para la mayoría de los granitos, indican que los magmas que han generado, tanto las rocas de la U.M. como las de Mora - Gálvez, son de origen cortical, ya que estas relaciones son elevadas en ambos casos.

VII.- BIBLIOGRAFIA

VII.- BIBLIOGRAFIA

ALIA, M. (1954) .- Observaciones sobre las formaciones neísicas y graníticas del sur de Toledo. Not. y Com. I.G.M.E. n 34 pp. 59 - 77.

ALLEGRE, C.J. ; MINSTER, J.F. (1978) .- Quantitative models of trace elements behavior in magmatic processes. Earth Planet. Sci. Let., 38 pp. 1 - 25.

ANDONAEGUI, P. ; BARRERA, J.L. (1984) .- Petrología de dos series graníticas peraluminicas de Valdeverdeja - Aldeanueva de Barbarroya (Toledo). Bol. Geol. Min., XCV - II pp. 165-183.

ANDONAEGUI, P. ; IBARROLA, E. (1987) .- Geocronología de los granitoides de Mora - Gálvez (Toledo). II Congreso de Geoquímica de España. pp. 109 - 112.

ANDONAEGUI, P. ; VILLASECA, C. (1988) .- Los granitoides de Argés - Guadamur (Toledo). II Congreso Geológico de España t II pp.7 - 10.

APARICIO, A. (1970) .- Nota previa sobre la geología del macizo cristalino de Toledo. Est. Geol. 26 pp. 281 - 283.

APARICIO, A. (1971) .- Estudio geológico del Macizo Cristalino de Toledo. Est. Geol., 27 pp. 369 - 414.



APARICIO, A. ; BELLIDO, F. ; GARCIA CACHO, L. ; LOPEZ RUIZ, J. (1980) .- Evolución química de las biotitas y moscovitas de las rocas graníticas de la Sierra de Guadarrama y Gredos (Sistema Central) durante los procesos de diferenciación magmática. Est. Geol., 36 pp. 307 - 317.

APARICIO, A. ; BELLIDO, F. ; BRANDLE, J.L. ; GARCIA CACHO, L. ; SANTOS, V. (1983) .- Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centrooriental del Sistema Central Español. Est. Geol., 39 pp. 271 - 306.

ARTH, J.G. (1976) Behavior of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. J. Research. U.S. Geol. Survey 4, 1 pp. 41-47.

BARAHONA, S. (1969) .- Estudio petrográfico del macizo metamórfico de Toledo. Trabajo monográfico de licenciatura (Inédito).

BARBERO, L. (1989) .- Petrología y geoquímica de las rocas básicas e intermedias de la Unidad Migmatítica de Toledo (Zona Centro - Ibérica Hercínica). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense Madrid (Inédito).

BARBERO, L. ; VILLASECA, C. (1988) .- Gabros coroníticos en el Macizo Cristalino de Toledo. Geogaceta 5 pp. 66 -69.

BARBERO, L. ; VILLASECA, C. (1989) .- Caracterización geoquímica de las rocas gabroideas del área de Toledo (Región central del Hercínico Ibérico). III Congreso de Geoquímica de España, I pp. 97 - 108.

BARRERA, J.L. ; BELLIDO, F. ; PEINADO, M. (1981) .- Variaciones mineralógicas y químicas de enclaves microgranulares de los granitoides tardihercínicos del Sistema Central Español. Cuad. Geol. Ibérica 7 pp. 235-253.

BEA, F. ; SANCHEZ GONZALEZ DE HERRERO, J.G. ; SERRANO PINTO, M. (1987) .- Una compilación geoquímica (elementos mayores) para los granitoides del Macizo Hespérico. En Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Ed. Rueda, pp. 87 - 193.

BELLIDO, F. (1979) .- Estudio petrológico del plutón granítico de La Cabrera. Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid. (Inédita).

BELLIDO, F. ; BARRERA, J.L. (1979) .- Nódulos cordieríticos en el granito de La Cabrera (Sistema Central) Est. Geol. 35. pp. 279 - 284.

BOWDEN, P. ; BATCHELOR, R.A. ; CHAPPELL, B.W. ; DIDIER, J. ; LAMEYRE, J. (1984) .- Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks a discussion. Physics, Earth Planet. Int., 35 pp. 1 - 11.

BOYNTON, W.V. (1984) .- Cosmochemistry of the rare earth elements : Meteorite studies. En Rare Earth Elements Geochemistry. Ed. Henderson 510 pp.

BRANMALL, A. ; HARWOOD, M.F. (1923) .- Tourmalinization in the Dartmoor granite. Mineral Magazine, 20 pp. 319 - 330.

BROUSSE, R. (1957) .- Mode de formation des nodules de cordierite du granite de la Paline (Ardeche). Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristall., 80. pp.39 - 48.

BROWN, W.L. ; PARSONS, J. (1981) .- Towards a more practical two - feldspar geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 76 pp. 369 - 377.

BROWN, W.L. ; PARSONS, J. (1985) .- Calorimetric and phase-diagram to two - feldspar geothermometry : a critique. Am. Mineral., 70 pp. 356 - 361.

BRUIYN, H. ; WESTHUIZEN, W.A. ; VAN DER SCHOOCH, A.E. (1983) .- The estimation of FeO, F and H₂O⁺ by regression in microprobe analyses of natural biotites. J. trace and microprobe techniques., 1 (14). pp 399 - 413.

CLARKE, D.B. (1981) .- The mineralogy of peraluminous granites: a review. Canadian Mineral., 19 pp. 3 - 17.

CLARK, R.G. ; LYONS, J.B. (1986) .- Petrogenesis of the Kinsman intrusive suite : Peraluminous granitoids of western New Hampshire. J. Petrol., 27, 6. pp. 1365 - 1393.

CLEMENS, J.D. ; WALL, V.J. (1981) .- Origin and crystallization of some peraluminous (S - Type) granitic magmas. Canadian Mineral., 19 pp. 111 - 131.

CORTAZAR, R. (1878) .- Expedición geológica a la provincia de Toledo. Bol. Com. Mapa Geol. España, 5 pp. 321 - 327.

CHAYES, F. (1956) .- Petrographic modal analysis. Ed. Jhon Wiley and sons. 113 pp.

DEBON, F. ; LE FORT, P. (1983) .- A chemical - mineralogical classification of comon plutonic rocks an associations. Trans. Royal Soc. Edinbourgh E. Sc., 73 pp. 135 - 149.

DEER, W.A. ; HOWIE, R.A. ; ZUSSMAN, J. (1970) .- An introduction to the rock - forming minerals. Ed. Longman 528 pp.

DIDIER, J. ; DUPRAZ, J. (1985) .- Magmatic and metasomatic cordierites in the Velay Granitic Massif (French Massif Central). En The crust. The significance of granties-gneisses in the lithosphere. Ed. Theophrastus Publications S.A. pp. 35 - 77.

FERNANDEZ NAVARRO. (1913) .- Datos de una excursión geológica por la provincia de Toledo. Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., 13 pp. 147 -150.

FERNANDEZ NAVARRO. (1914) .- Gneis granatífero de Toledo. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., 14 pp. 388 - 390.

FERRY, J.M. ; SPEAR, F.S. (1978) .- Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite an garnet. Contri. Mineral. Petrol., 66 pp 113 - 117.

FOSTER, M.D. (1960) .- Interpretation of the composition of trioctahedral micas. Geol. Survey. Prof. Paper, 354 - B pp. 11 - 43.

FOURCADE, S. (1981) .- Geochimie des granitoides. These Universite de Paris 7 189 pp.

GHENT, E.D. (1976) .- Plagioclase - garnet - Al_2SiO_5 -quartz : a potential geobarometer - geothermometer. Amer. Mineral., 61 pp 710 - 714.

GHENT, E.D. ; ROBBINS, D.B. ; STOUT, M.Z. (1979) .- Geothermometry, geobarometry and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites. Mica Creek, British Columbia. Amer. Mineral., 64 pp. 874 - 885.

GOMEZ DE LLERENA, J. (1914 a) .- Un ejemplo de metamorfismo en los Montes de Toledo. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., 14 pp. 383 -385.

GOMEZ DE LLERENA, J. (1914 b) .- Excursión geológica a Navas de Estena (Montes de Toledo). Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., 14 pp. 385 - 388.

GOMEZ DE LLERENA, J. (1923) .- Guía geológica de los alrededores de Toledo. Trab. Mus. Cien. Nat., 31 74 pp.

GREEN, T.H. (1976) .- Experimental generation of cordierite or garnet bearing granitic liquids from a pelitic composition. Geology 4, 2 pp. 85 - 88.

GREEN, N.L. ; USDANSKY, S.I. (1986) .- Toward a practical plagioclase - muscovite thermometer. Amer. Mineral., 71 pp. 1109 - 1117.

HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1981) .- Evolución microestructural de las rocas cuarzo - feldespáticas como resultado del aumento de la deformación en la milonita de Toledo. Cuad. Geol. Iberica, 7 pp. 547 - 566.

HERNANDEZ PACHECO, E. (1912) .- Itinerario geológico de Toledo a Urda. Trab. Mus. Cien. Nat., 1 47 pp.

HE SHAOYUAN ; PAN QUINGHAO. (1984) .- Discussion on de Cd-Ga geothermo - barometer. Jour. of Guilin College of Geology, 2 pp. 19 - 29.

HINE, R. ; WILLIAMS, I.S. ; CHAPPELL, B.W. ; WHITE, A.J.R. (1978) .- Constrarts between I and S type granitoids of Kosciusco Batholith. Jour. Geol. Soc. of Australia, 25 pp. 219 - 234.

HODGES, K.V. , SPEAR, F.S. (1982) .- Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilanke, New Hampshire. Amer. Mineral. 67 pp. 1118 - 1134.

HOINKES, G. (1986) .- Effect of grossular content in garnet on the partitioning of Fe - Mg between garnet and biotite. An empirical investigation on staurolite - zone samples from the Austroalpine Schneeberg Complex. Contrib. Mineral. Petrol., 92 pp. 393 - 399.

HOLDAWAY, M.J. ; LEE, S.N. (1977) .- Fe - Mg cordierite stability in high - grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. Contrib. Mineral. Petrol., 63 pp. 175 - 198.

HUERTAS, M.J. ; VILLASECA, C. (1987) .- Caracterización geoquímica de los pórfidos y diques asociados de la Sierra de Guadarrama. II. Congreso de Geoquímica de España. pp. 205 - 209.

IBARROLA, E. ; VILLASECA, C. ; VIALETTE, Y. ; FUSTER, J.M. ; NAVIDAD, M. ; PEINADO, M. ; CASQUET, C. (1987) .- Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). En Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Ed. Rueda.

IGME (1974) .- Investigación de minerales de plomo en el área de Mazarambroz (Toledo). Fase previa. Publicaciones del IGME. Colección informe. 70 pp.

INDARES, A. ; MARTIGNOLE, J. (1985) .- Biotite garnet gethermometry in granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. Amer. Mineral., 70 pp. 272 - 278.

IUGS. Subcommision on the Systematics of Igneous rocks. (1973) .- Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recomendations. N. Jb. Miner. Mh., 4 pp. 149 - 164.

KINDELAN, J. ; CANTOS, J. (1951 a) .- Hoja 658 "Mora". E. 1: 50.000 IGME.

KINDELAN, J. ; CANTOS, J. (1951 b) .- Hoja 656 "Gálvez" E. 1: 50.000 IGME.

KINDELAN, J. (1952) .- Hoja 686 "Turleque" E. 1: 50.000 IGME.

KRETZ, R. (1982) .- Transfer and exchange equilibria in a portion of the piroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. Geochim. et Cosmoch. Acta, 46 pp. 411 - 421.

LAHEYRE, J. (1966) .- Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central Français. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 29 264 pp.

LAHEYRE, J. ; AUTRAN, A. (1980) .- Les granitoïdes de France. En Evolutions géologiques de la France, Memoire du B.R.G.M., 107 pp. 52 - 97.

LAHEYRE, J.; BOWDEN, P. (1982) .- Plutonic rocks series: discrimination of various granitoid series and related rocks. J. Volcanol. Geoth. Reseach, 14 pp. 169 - 186.

LANGMUIR, C.H. ; VOCKE, R.D.Jr. ; HANSON G.N. ; HARST, R. (1978) .- A general mixing equation with applications to Iceland basalts. Earth, Planet. Sci. Lett., 37 pp. 380-392.

LARSEN, E.S. (1948) .- Batholith and associated rocks of the Corona, Elsimore and San Luis Rey quadrangles, southern California. Mem. Geol. Soc. Amer., 29.

LAVRENCHEVA, E.V. ; PERCHUCK, L.L. (1981) .- Cordierite garnet thermometer. A collection of theses. Academy of Sciences U.S.S.R., 259 pp. 697 - 700.

LEAKE, B.E. (1978) .- Nomenclature of amphiboles. Amer. Mineral. 63 pp. 1023 - 1052.

LE BRETON, N. ; THOMPSON, A.B. (1988) .- Fluid - absent (dehydration) melting of biotite in metapelite in the early stages of crustal anatexis. Contrib. Mineral. Petrol., 99 pp. 226 - 237.

LONKER, S.W. (1981) .- The P - T - X relations of the cordierite - garnet - sillimanite - quartz equilibrium. Amer. Jour. Sci., 281 pp. 1056 - 1090.

LOOMIS, T.P. (1982) .- Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts : the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. Contrib. Mineral. Petrol., 81, 3 pp. 219 - 229.

LOPEZ GARCIA, M.J. (1972) .- Estudio petrogenético de la formación anatexitica de Guajaraz (Toledo). Trabajo monográfico de Licenciatura (Inédito).

LOPEZ PLAZA, M. ; MARTINEZ CATALAN, J.R. (1987) .- Síntesis estructural de los granitoides del macizo Hespérico. En Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Ed. Rueda. pp. 195 - 210.

LOTZE, F. (1945) .- Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geol. Forsch., 6 pp. 78 - 92.

MALLADA, L. ; DUPUY, L. (1912) .- Reseña geológica de la provincia de Toledo. Bol. Inst. Geol. Esp., 33.

MARRE, J. (1982) .- Méthodes d'analyse structurale des granitoides. Bureau de recherches géologiques et minières. Manuels et méthodes, 3 126 pp.

MARTIGNOLE, J. ; SISI, J. Ch. (1981) .- Cordierite - garnet - H₂O equilibrium : a geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. Contrib. Mineral. Petrol., 77 pp. 38 - 46.

MARTIN ESCORZA, C. (1971) .- Estratigrafia del Paleozoico en Mora de Toledo (Toledo) Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., 69 pp. 261 - 265.

MARTIN ESCORZA, C. (1977) .- Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior, el límite Cámbrico - Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo : consecuencias geotectónicas. Est. Geol., 31, 1 pp. 57 - 80.

MARTIN ESCORZA, C. ; LOPEZ MARTINEZ, (1978) .- Análisis mesoestructural en la unidad migmatítica de Toledo. Est. Geol., 34 pp. 34 - 43.

MERTEN, R. (1955 a) .- Stratigraphie und tectonick del Nordöstlichen Montes de Toledo (Spanien). Dis. Math. Natur. Fac. Univ. Munster.

MERTEN, R. (1955 b) .- Tektonik del granit und sedimentgesteine in den Montes de Toledo un den angrenzenden Gebieten. Dtsch. Geol. Gess., 105 572 pp.

MILLER, C.F. , STODDAD, E. F. ; BRADFISH, J.L. ; DOLLASE, W.A. (1981) .- Composition of plutonic muscovite: genetic implications. Canad. Mineral., 19 pp. 25 - 34.

MOLLER, P. ; MUECKE, G.K. (1984) .- Significance of europium anomalies in silicate melts and crystal melt equilibria : a re - evaluation. Contrib. Mineral. Petrol., 87 pp. 242-250.

MONIER, G. ; MERGOIL-DANIEL, J. ; LABERNARDIERE, H. (1984) .- Générations succesives de muscovites et feldespaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches

(Massif Central Français). Bull. Mineral., 107 pp. 55 - 68.

NEWTON, R.C. ; HASELTON, H.T. (1981) .- Thermodynamics of the garnet - plagioclase - Al_2SiO_5 - quartz geobarometer. En R. C. Newton et al Eds. Thermodynamics of mineral and melts. pp. 131 - 147. Springer - Verlag, New York.

NOCKOLDS, S.R. (1947) .- The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. Amer. Jour. of Sci., 245, 7.

PEARCE, J.A. ; HARRIS, N. B. W. ; TINDLE, A.G. (1984) .- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. Petrol., 25, 4 pp. 956 - 983.

PERA, A., de la. (1876) .- Reseña geológica de la provincia de Toledo. Bol. Com. Mapa Geol. España, 3 pp. 329 - 331.

PHILIPS, G.N. ; WALL, V.J. ; CLEMENS, J.D. (1981) .- Petrology of the Strathbogie Batholith : a cordierite bearing granite. Canadian Mineral., 19 pp. 47 - 65.

POLDERVAAT, A. ; HESS, H.H. (1951) .- Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. Jour. of Geol., 59 pp. 472 - 489.

POVARENNYKH, A.S. (1972) .- Crystal chemical classification of minerals, vol 1. Plenum Press - New York. London.

RICHARDSON, S.W. ; GILBERT, M. C. ; BELL, P. H. (1969) .- Experimental determination of kyanite - andalusite and andalusite - sillimanite equilibria : the aluminum triple

point. Amer. Jour. Sci., 267 pp. 259 - 272.

ROBLEDO RANEA, J.L. (1973) .- Metamorfismo de contacto en las sierras de San Pablo y Navahermosa (Toledo). Trabajo monográfico de Licenciatura (Inédito).

ROSSI, P. ; CHEVREMONT, P. (1987) .- Classification des associations magmatiques granitoïdes. Geochronique, 21 pp. 19 - 23.

ROYO GOMEZ, J. (1926) .- Geología de los alrededores de Toledo. Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., 26 pp. 217 - 219.

RYBURN, R.J. ; RAHEIM, A. ; GREEN, D.H. (1975) .- Determination of the P, T, paths of natural eclogites during metamorphism - record of subduction. Lithos, 9 pp. 161-164.

SAN JOSE LANCHIA, M.A. (1969) .- Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de San Pablo de los Montes (Toledo). Cuad. Geol. Ibérica, 1 pp. 335 - 343.

SANTA TERESA, I. (1982) .- Geometría en profundidad del granito de Orgaz (Toledo), en base a datos gravimétricos. Tesis de Licenciatura. U.C.M. (Inédito).

SANTA TERESA, I. ; CARBO, A. ; CAPOTE, R. ; CASQUET, C. (1983) .- Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos geométricos. Stydia Geologica Salmantica. XVIII pp. 237 - 250.

SMITH, J.V. (1975) .- Feldspars minerals 2.vol. Springer-Verlag. New York.

SPEER, J.A. (1981) .- Petrology of cordierite and almandine bearing granitoid plutons of the Southern Appalachian Piedmont, U.S.A. Canadian Mineral., 19 pp. 35 -46.

SPEER, J.A. (1984) .- Micas in igneous rocks. en Micas, S.W. Bailey Ed. Reviews in mineralogy, 13 Mineral. Soc. Am. pp. 299 - 356.

STORMER, J.C. (1975) .- Apractical two feldspar geothermometer. Am. Mineral., 60 pp. 667 - 674.

STRECKEISEN, A.L. (1976) .- To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rew., 12 pp. 1 - 13.

STRECKEISEN, A.L. ; LE MAITRE, R.W. (1979) .- A chemical aproximation to the modal Q - A - P - F classification of the igneous rocks. N. Jarb. Mineral. Ab., 136 pp. 169-206.

THOMPSON, R.N. ; MORRISON, M.A. ; HENDRY, G.L. ; PARRY, S.J. (1984) .- An assessment of relative roles of crust an mantle in magma genesis : an elemental approach. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A - 310 pp. 549 - 590.

THOMPSON, A.B. (1976) .- Mineral reactions in pelitic rocks : II calculation of some P - T - X (Fe - Mg) phase relations. Am. J. Sci., 276 pp 425 - 454.

TURNER, F.J. (1980) .- Metamorphic petrology. Mineral. field and tectonic aspects. Mc. Graw Hill Book Company. Cap. 8 pp. 244 - 297.

UGIDOS, J.M. (1974) .- Los granitos biotíticos +/-

cordierita de Béjar y áreas adyacentes. Bol. Geol. Min., 85
(2) pp. 214 - 222.

VIALETTE, Y. ; BELLIDO, P. ; FUSTER, J.M. ; IBARROLA, E.
(1981) .- Données géochronologiques sur les granites de La
Cabrera. Cuad. Geol. Ibérica., 7 pp. 327 - 335.

VILANOVA, J. (1875) .- Cqrreria geológica por la provincia
de Toledo. Anales Soc. Esp. Hist. Nat., 4 pp. 89 - 93.

VINOGRADOV, A.P. (1962) .- The average contents of chemical
elements in the main types of eruptives rocks. Geokhimiya, 7
pp. 555 - 571.

WEGGEN, K. (1955) .- Stratigraphie und tektonik der
südlichen Montes de Toledo. Tesis Doctoral. Universidad de
Munich.

WHITNEY, J. A. ; STORMER, J.C. (1977) .- Two feldspar
geothermometry, geobarometry in mesozonal granitic
intrusions : three examples from the Piedmont of Georgia.
Contrb. Mineral. Petrol., 63 pp. 51 - 64.

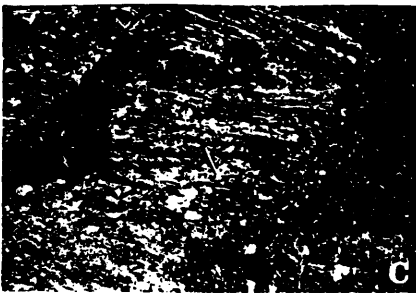
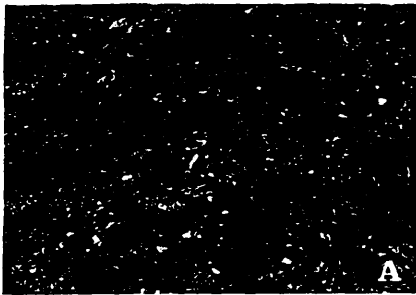
WILLIAMSON. (1968) .- Least - squares fitting of a straight
line. Can. J. Phys., 46 pp. 1845 - 1847.

WONES, D.R. ; EUGSTER, H.P. (1965) .- Stability of biotite :
experiment, theory and application. Am. Mineral., 50 pp.
1228 - 1272.

APENDICE 1

LAMINAS

LAMINA 1



LAMINA 1

A.- Migmatitas kincigíticas en las que quedan restos de enclaves metasedimentarios y glóbulos de feldespatos.

B.- Segregación de cuarzo y distena en las "migmatitas" granoblásticas de la serie encajante.

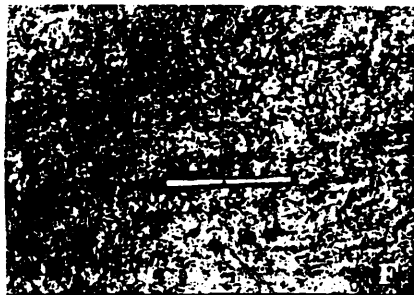
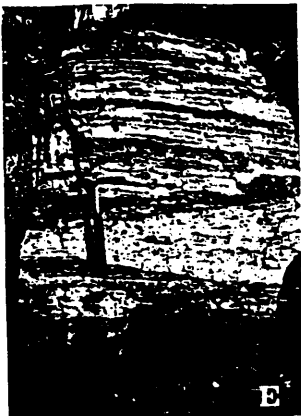
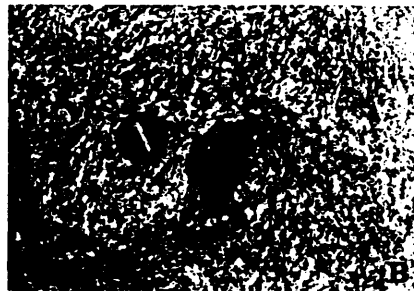
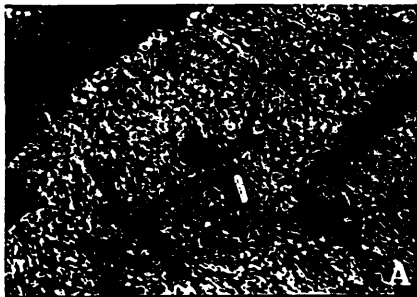
C.- Tonalitas de Argés - Guadamur interbandeadas con las migmatitas encajantes.

D.- Adamellitas porfídicas orientadas de los granitoides de Argés - Guadamur.

E.- Enclave de tonalitas en las adamellitas de Argés-Guadamur.

F.- Facies pegmatítica de las adamellitas atravesando y fragmentando a las tonalitas de la serie Argés - Guadamur.

LAMINA 2



LAMINA 2

A.- Enclave microgranular, en las adamellitas porfídicas de Argés - Guadamur.

B.- Enclave metamórfico en las adamellitas porfídicas de Argés - Guadamur.

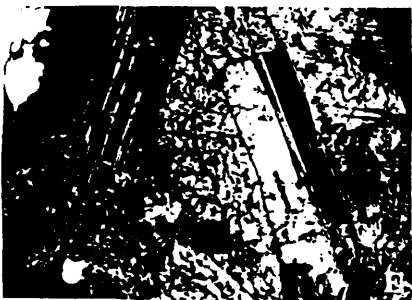
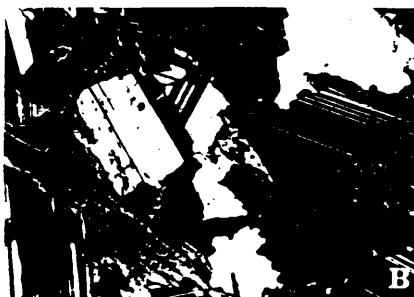
C.- Granodioritas de Layos con numerosos enclaves metasedimentarios.

D.- Granodioritas de Layos con glóbulos de cuarzo.

E.- Leucogranitos fuertemente bandeados. Las bandas son de granate y cordierita.

F.- Aspecto de los cristales de granate en los leucogranitos.

LAMINA 3



LAMINA 3

A.- Pequeños cristales de plagioclasa, con texturas mirmequíticas, intersticiales entre feldespato potásico. Son de cristalización tardía. (Adamellitas de Argés - Guadamur. n. lámina 77053. L P x10)

B.- Biotita intersticial entre las plagioclasas de las cuarzodioritas de Argés - Guadamur. (N. lámina 87196. L P x10)

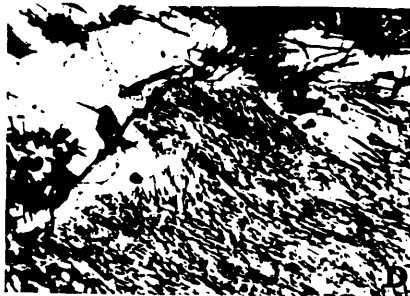
C.- Biotita poiquilitica en las cuarzodioritas de Argés Guadamur. (N. lámina 85737. L N x10)

D.- Anfíbol rodeado por biotita en las cuarzodioritas de Argés - Guadamur. (N. lámina 85736. L N x10)

E.- Clinopiroxeno intersticial entre cristales de plagioclasa en las cuarzodioritas de Argés - Guadamur. (N. lámina 85736. L P x10)

F.- Relación entre ortopiroxeno , biotita y opacos en las cuarzodioritas de Argés - Guadamur. (N. lámina 87200. L N x10)

LAMINA 4



LAMINA 4

A.- Aspecto de un cristal de granate fracturado e incluido en feldespato potásico en las adamellitas porfídicas de Argés - Guadamur. (N. lámina 77053. L N x10)

B.- Fenocristal de plagioclasa, en enclave microgranular, con numerosas inclusiones de pequeños cristales verdosos. El enclave se encuentra en las adamellitas de Argés - Guadamur. (N. lámina 81923. L N x25)

C.- Aspecto de la biotita intersticial en las granodioritas de Layos. Además puede verse un cristal de granate (gr) incluido en plagioclasa y un pequeño cristal de cordierita (cda) con los bordes completamente transformados a pinnita. (N. lámina 87206. L N x10)

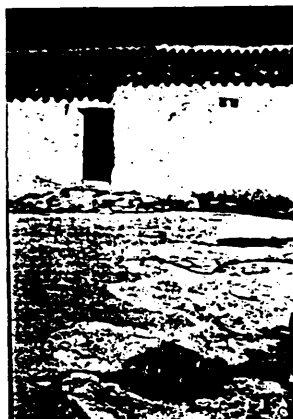
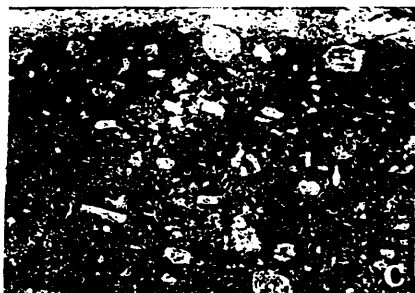
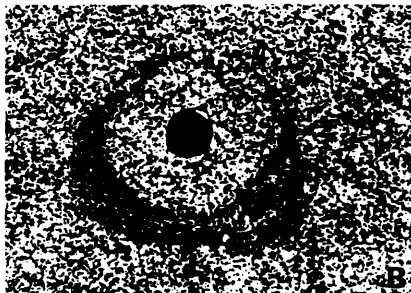
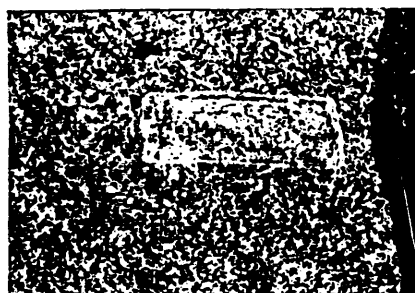
D.- Cristal de cordierita en las granodioritas de Layos con inclusiones de sillimanita, biotita y opacos. (N. lámina 87205. L N x10)

E.- Cristales de cuarzo, en leucogranitos de la Unidad Migmatítica, con los bordes completamente irregulares por efecto de su reacción con feldespato potásico. (N. lámina 76910. L P x10)

F.- Leucogranito. Cristal de granate con inclusiones de cuarzo (Q) y sillimanita (Sill). (N. lámina 85724. L N x10)

G.- Leucogranito. Cristal idiomorfo de cordierita con los bordes transformados a pinnita. (N. lámina 87201 L N x10)

LAMINA 5



LAMINA 5

A.- Fenocristal de feldespato potásico con textura frasl en los granitos de grano grueso.

B.- Concentraciones micáceas (fundamentalmente biotita) con formas subredondeadas en los granitos de grano grueso.

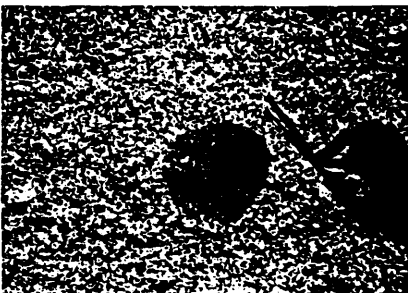
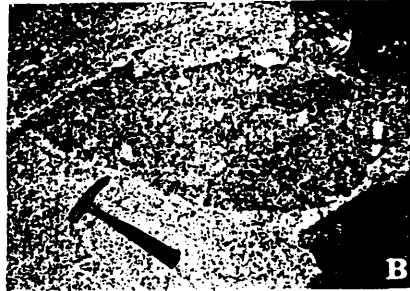
C.- Aspecto general de los granitos porfídicos.

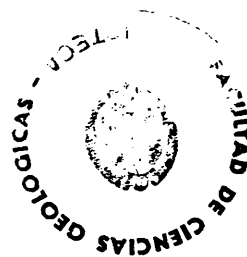
D.- Bolsada de pegmatitas rodeada por aplitas con schlieren en las facies de transición de los granitos porfídicos a los de grano grueso.

E.- Enclave microgranular en tonalitas, ambas rocas presentan orientación.

F.- Contacto entre los leucogranitos y los granitos porfídicos. El contacto es sinuoso.

LAMINA 6





LAMINA 6

A.- Nódulos de cordierita en los leucogranitos. Presentan una aureola cuarzofeldespática.

B.- Enclave de granodioritas porfídicas en granitos de grano grueso. Presenta una aureola cuarzofeldespática.

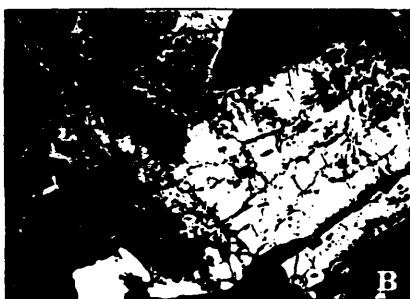
C.- Enclave de granodioritas porfídicas con numerosos enclaves biotíticos.

D.- Enclave de granito biotítico en granito de grano grueso.

E.- Enclave doble microgranular en granito de grano grueso.

F.- Enclave doble de roca metamórfica en enclave microgranular, dentro de granitos de grano grueso.

LAMINA 7



LAMINA 7

A.- Crecimientos gráficos de cuarzo y feldespatos en los leucogranitos. (N. lámina 81433. L P x25)

B.- Cordierita con ligero carácter intersticial y los bordes alterados a micas. (N. lámina 80213. L P x10)

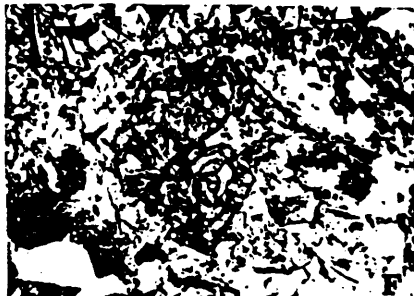
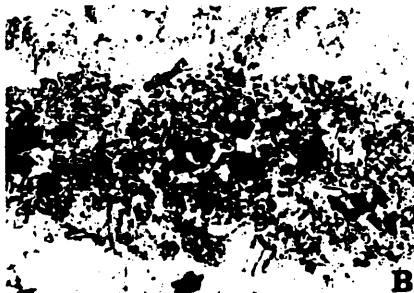
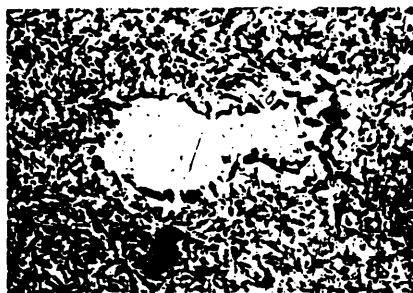
C.- Cordierita maclada en granitos de grano grueso. (N. lámina 80211. L P x10)

D.- Cordierita de los nódulos de los leucogranitos, formando crecimientos gráficos con el cuarzo. La cordierita se encuentra alterada a micas y pinnita. (N. lámina 79206 L N x10)

E.- Granate fracturado y rodeado por micas verdes en los granitos de grano grueso. (N. lámina 79032. L N x25)

F.- Textura de tipo pseudodolerítico en enclave microgranular. La matriz presenta textura gráfica. (N. lámina 78500. L P x25)

LAMINA 8



LAMINA 8

A.- Fenocristal de cuarzo, rodeado por pequeños cristales de biotita. Enclave microgranular. (N. lámina 77054 L N x10)

B.- Microenclave en granitos de grano grueso con espinela y andalucita. (N. lámina 80211. L N x25)

C.- Cristales de cordierita (Cda) en el contacto de un enclave surmicáceo en granitos de grano grueso. (N. lámina 77052 L N x10)

D.- Afloramiento de rocas de silicatos cálcicos, con ligero plegamiento, en uno de los "roof pendant" (Monte Viñas) que quedan al sur de los granitos de grano grueso.

E.- Dique de pórfido. Facies central con enclaves metamórficos. (Embalse del Torcón.)

F.- Cristal de granate fracturado en pórfido (N. lámina 79030. L N x10)

APENDICE 2

TABLAS

I.- TABLAS DE ANALISIS MODALES

TABLA I. 1

ANALISIS MODALES DE LA ASOCIACION ARGES-GUADAMUR.

MOLA.	CUARTO O RITAS		TONALITAS				ADAM. SIN FENOCRIS.				ADAM. PORFIDICAS			
	85.736	85.737	76.931	76.915	81.927	85.735	76.912	81.920	81.921	76.905	81.912	81.913	81.922	
Q	10.21	10.11	15.34	15.72	18.34	18.76	20.92	19.62	24.87	28.76	23.10	24.57	21.23	
FA	Tr.	-	0.70	0.30	0.72	3.47	18.24	17.94	21.09	23.78	30.45	34.88	29.48	
Plag	54.45	59.64	53.03	45.12	48.20	47.09	35.57	35.35	29.90	32.90	29.59	24.59	26.16	
Bi	23.43	15.12	30.50	34.55	31.15	29.84	25.73	25.73	22.33	13.37	14.26	12.81	18.69	
Anf	6.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
CJbrx	3.52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ortprx	-	13.67	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cdta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Grte	-	-	-	-	Tr.	-	-	-	Tr.	Tr.	-	-	-	
Mscv	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr.	0.70	1.02	1.44	1.48	
Acc	0.80	1.45	0.50	2.30	1.58	0.84	0.61	1.34	1.79	0.92	1.58	1.34	1.47	

TABLA I.2

ANALISIS MODALES DE LAS GRANODIORITAS DE LAYOS

HQ La.	81.924	87.204	87.205	87.206	87.208
Q	29.34	30.33	29.71	32.23	28.49
FK	14.04	1.39	8.52	0.24	11.45
Plag	23.82	31.66	29.52	24.74	30.60
Bi	12.38	16.48	13.98	24.88	14.76
Cdta	21.38	16.25	14.95	16.40	13.33
Grte	Tr.	-	-	Tr.	-
Mscv	0.65	0.84	2.34	0.16	0.46
Ap	-	0.20	-	0.50	0.25
Cir	0.23	0.40	0.48	0.60	0.30
Op	0.35	0.45	0.50	0.52	0.35

TABLA I.3

ANALISIS MODALES DE LOS LEUCOGRANITOS DE LA U.M.

HQ La.	76.910	77.551	81.915	81.925	87.201
Q	29.91	36.01	34.92	33.78	28.49
FK	41.80	43.71	40.65	25.84	57.60
Plag	23.62	16.31	19.68	29.66	10.06
Bi	3.82	1.70	3.24	0.75	0.54
Cdta	-	-	0.60	6.59	2.43
Grte	-	1.13	-	-	-
Mscv	0.65	1.13	0.90	3.37	0.68
Ap	-	-	-	-	0.8
Cir	-	-	-	-	-
Op	-	-	-	-	-

TABLA I.4

ANÁLISIS MODALES DE LOS GRANITOS DEL PLUTON NORA-GALVES

GRANITOS DE GRANO GUESO													
N°LA.	34.390	34.605	77.544	77.582	77.588	77.589	77.917	77.922	77.925	77.928	77.939	78.147	78.189
Q	29.23	38.23	32.44	25.71	28.82	27.48	23.28	31.22	28.22	27.16	40.26	33.85	29.69
FK	13.18	17.28	16.49	28.72	28.20	31.65	16.99	22.89	32.16	28.15	22.89	15.98	17.04
Plag	42.48	33.03	38.28	32.02	31.59	31.77	48.86	38.18	29.97	34.17	25.14	16.94	37.40
Sl	16.32	7.88	8.60	10.37	14.14	6.35	12.55	6.36	7.76	8.80	9.29	10.37	14.19
Hscv	Tr.	2.33	2.59	1.86	0.20	1.70	0.14	2.12	1.12	2.29	1.26	2.80	0.94
Cdta	-	0.90	1.29	1.05	-	0.28	0.70	1.81	1.19	1.98	0.81	-	0.15
Ap	0.33	0.13	0.14	0.10	0.15	0.20	0.13	0.15	0.25	0.13	0.12	0.26	0.14
Cir	0.20	0.13	0.12	0.10	0.12	0.18	0.10	0.14	0.15	0.12	0.10	0.15	0.13
Op	0.13	0.10	0.08	0.05	0.07	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10

TABLA I.4 (Continuación)

ANÁLISIS MODALES DE LOS GRANITOS DEL PLUTON NORA-GALVES

GRANITOS DE GRANO GUESO													
N°LA.	78.505	78.834	78.840	79.022	79.023	79.100	80.210	80.212	80.213	80.298	80.330	80.900	80.911
Q	27.85	30.30	28.91	25.28	23.69	24.05	32.42	25.75	32.93	29.86	28.06	23.80	37.51
FK	31.97	29.78	33.98	9.93	19.05	26.76	24.40	40.59	30.54	30.07	26.22	28.93	19.24
Plag	29.98	29.07	27.05	47.19	41.91	35.41	32.35	23.16	26.48	29.93	33.67	34.45	31.30
Sl	7.05	5.40	8.23	16.94	14.84	11.39	9.90	6.65	7.90	7.44	13.03	10.14	10.11
Hscv	2.09	3.19	0.75	Tr.	0.06	1.47	0.36	2.45	0.91	1.30	1.47	1.30	1.30
Cdta	0.71	1.98	0.60	-	-	0.68	0.43	1.05	0.91	0.93	0.39	0.87	-
Ap	0.12	0.10	0.20	0.30	0.15	0.15	0.10	0.15	0.15	0.18	0.20	0.25	0.29
Cir	0.10	0.10	0.16	0.20	0.10	0.10	0.08	0.10	0.10	0.15	0.16	0.15	0.16
Op	0.08	0.07	0.10	0.14	0.10	0.05	0.05	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10

TABLA I. 4 (Continuación)

ANÁLISIS MODALES DE LOS GRANITOS DEL PLUTON MORA-GALVEZ

MOLA.	GRANIT. G. GRUESO		GRANITOS PORFIDICOS							
	80.893	80.910	77.930	77.931	79.032	80.350	80.914	81.195	81.437	
Q	29.44	35.47	22.68	34.54	42.48	24.30	18.43	34.58	39.67	
FK	23.80	13.48	42.58	25.22	16.15	15.90	36.97	25.36	21.24	
Plag	34.52	32.43	26.41	24.08	31.89	40.68	27.93	27.63	27.31	
Bi	9.68	14.74	7.20	7.62	8.36	18.40	11.44	9.34	11.32	
Mscv	1.63	1.69	0.21	5.58	0.77	0.32	4.64	2.47	Tr.	
Cdta	0.23	1.26	-	1.97	-	-	-	0.33	-	
Ap	0.35	0.50	0.15	0.45	0.10	0.20	0.30	0.16	0.24	
Cir	0.20	0.35	0.12	0.24	0.10	0.10	0.19	0.10	0.10	
Op	0.15	0.17	0.10	0.15	0.08	0.10	0.10	0.05	0.10	

MOLA.	LEUCOGRANITOS				
	79.025	79.033	80.917	80.918	81.191
Q	28.10	36.69	33.22	35.63	35.15
FK	32.66	16.79	21.05	36.21	23.50
Plag	34.68	39.69	37.32	22.82	35.61
Bi	0.56	0.61	1.57	Tr.	0.70
Mscv	2.94	4.63	4.72	4.10	4.84
Cdta	-	0.61	1.07	Tr.	-
Ap	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cir	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Op	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Clor	0.84	0.96	0.88	1.22	0.77

II.- TABLAS DE ANALISIS DE MICROSONDA

TABLA II. 1

FELDESPATOS POTÁSICOS DE LOS GRANITOIDES DE U.M.

NO LA.	81.921			81.912			81.922			81.924			76.911	81.915		
										B			N	B		
SiO ₂	63.83	63.36	64.06	65.12	65.04	62.89	63.68	64.29	62.75	63.04	63.74					
Al ₂ O ₃	19.24	19.26	18.97	19.70	19.32	19.33	19.64	19.81	18.80	19.28	19.20					
FeO	0.02	0.02	-	-	0.09	-	0.01	0.10	0.01	0.06	0.04					
MnO	0.01	0.03	-	-	-	-	0.05	-	-	-	-					
MgO	-	-	-	-	-	0.04	0.03	0.01	0.03	-	0.01					
CaO	0.05	0.06	-	0.18	0.07	-	0.07	0.01	-	0.40	0.11					
Na ₂ O	1.61	1.69	1.43	2.37	1.57	0.85	2.37	1.69	1.02	2.15	1.50					
K ₂ O	14.37	13.93	14.48	12.82	13.34	15.94	13.80	14.25	16.65	13.82	14.86					
TiO ₂	0.93	0.09	0.04	0.12	-	0.02	-	0.04	0.02	0.05	0.02					
TOTAL	99.13	98.44	98.98	100.36	99.44	99.06	99.65	100.22	99.78	98.42	99.48					

Fórmula estructural en base a 6 O.

Si	2.79	2.96	2.97	2.95	2.98	2.94	2.94	2.95	2.96	2.95	2.96					
Al	0.99	1.06	1.04	1.06	1.04	1.07	1.07	1.07	1.03	1.06	1.05					
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-					
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-					
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-					
Ca	0.002	0.003	-	0.01	0.004	-	0.003	-	-	0.002	0.01					
Na	0.27	0.15	0.13	0.21	0.14	0.13	0.21	0.15	0.19	0.19	0.14					
K	1.60	0.83	0.86	0.75	0.78	0.95	0.81	0.83	0.96	0.82	0.88					
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-					
Ab	14.42	15.25	13.13	21.64	15.15	7.77	20.53	15.31	8.57	18.77	13.59					
Or	55.47	54.44	56.57	77.32	54.42	52.23	79.15	54.69	51.43	51.03	55.44					
An	0.11	0.31	-	1.03	0.43	-	0.29	-	-	0.20	0.97					

81.921: Adameilita sin fenocristales

81.912: Adameilita porfídica

81.922: Adameilita porfídica

81.924: Granodiorita de Lays

76.911: Leucogranito

81.915: Leucogranito

TABLA 11.2
 PLACIOCLASAS DE LOS GRANITOIDES DE U.N.

Pb LA	81.927			81.921			81.912			81.913			81.922			
	B	N	H	B	N	H	B	N	H	B	N	H	B	N	H	
SiO ₂	56.91	56.94	55.55	55.50	55.53	55.90	58.40	58.76	59.17	58.29	59.63	59.71	59.26	61.37	61.30	61.26
Al ₂ O ₃	27.81	27.66	28.57	28.92	27.38	28.67	25.96	26.24	25.98	26.58	25.50	25.32	25.61	25.00	25.48	25.80
FeO	-	0.15	0.06	0.14	0.05	0.07	-	0.03	0.10	0.13	0.09	0.08	0.08	0.04	0.07	0.03
MnO	-	0.05	-	0.06	0.02	0.03	-	-	0.03	0.02	0.05	0.04	0.08	0.07	0.01	0.02
MgO	-	-	-	0.19	-	-	-	0.01	0.02	0.01	-	-	0.02	-	-	0.06
CaO	8.45	9.04	10.03	7.78	9.02	9.89	8.08	7.61	7.08	7.97	6.51	6.20	6.51	6.36	6.47	5.91
MgO	6.41	5.59	5.74	5.92	6.14	5.90	6.44	7.04	6.90	6.62	7.55	7.95	7.56	7.71	7.18	7.64
K ₂ O	0.27	0.13	0.33	0.34	0.35	0.33	0.36	0.38	0.49	0.41	0.33	0.36	0.43	0.34	0.50	0.51
TiO ₂	0.01	0.02	-	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.01	0.05	0.03	0.06	-	0.13	0.03
TOTAL	99.86	99.58	100.29	96.66	98.51	100.79	100.46	100.09	99.81	100.04	99.74	99.87	99.58	99.53	100.32	99.71
														101.80	101.26	101.81

fórmula estructural en base a 8 O.

Si	2.55	2.56	2.49	2.56	2.53	2.50	2.60	2.62	2.64	2.61	2.66	2.67	2.65	2.68	2.68	2.68
Al	1.47	1.46	1.51	1.47	1.47	1.51	1.41	1.39	1.37	1.39	1.34	1.33	1.35	1.32	1.33	1.33
Fe	-	0.01	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0.41	0.44	0.48	0.39	0.44	0.47	0.39	0.36	0.34	0.38	0.31	0.30	0.31	0.30	0.31	0.29
Mg	0.56	0.49	0.50	0.53	0.54	0.51	0.57	0.61	0.60	0.57	0.65	0.69	0.66	0.67	0.62	0.69
K	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ab	56.57	52.13	50.00	56.38	54.00	51.00	58.16	61.62	61.68	59.76	66.33	67.65	64.00	67.68	64.58	69.00
Or	2.02	1.06	2.00	2.13	2.00	2.00	2.04	2.02	3.09	2.06	2.04	2.94	3.06	2.02	3.12	2.00
An	41.41	46.81	48.00	41.49	44.00	47.00	39.79	36.36	35.05	39.18	31.63	29.41	31.06	30.30	32.29	29.00
														29.30	28.12	30.41

TABLA 11.2 (Continuación)
 PLAGIOCLASAS DE LOS GRANITOIDES DE U.H.

NO. LA.	81.924				81.925				81.926				81.923			
	B		H		B		H		B		H		B		H	
SiO ₂	60.34	62.41	62.55	62.65	62.00	63.07	63.12		62.41	62.36	61.65		60.25	58.56	57.95	
Al ₂ O ₃	25.19	23.96	23.62	23.52	24.14	24.71	24.86		24.12	23.46	22.24		25.88	26.94	26.91	
FeO	0.02	0.04	0.07	-	0.06	0.02	0.05		0.03	-	-		0.11	0.10	0.03	
MnO	-	-	0.08	-	0.07	-	-		-	-	0.03		0.04	-	0.01	
MgO	-	-	-	0.01	0.01	0.02	0.02		-	-	0.03		-	-	0.02	
CaO	3.59	4.42	3.80	4.23	4.63	4.70	4.35		4.53	4.40	4.91		6.39	7.53	7.59	
Na ₂ O	6.89	8.69	8.80	8.88	8.65	8.65	8.83		8.31	8.42	8.17		7.68	7.05	6.68	
K ₂ O	0.42	0.60	0.83	0.62	0.58	0.71	0.73		0.54	0.66	0.65		0.41	0.39	0.42	
TiO ₂	-	0.04	-	0.02	-	0.03	0.04		0.04	0.06	-		0.01	0.02	0.02	
TOTAL	97.16	100.16	99.75	99.53	99.94	101.92	102.00		99.77	99.36	99.68		100.78	100.59	100.53	

Fórmula estructural en base a 8 O.

Si	2.74	2.76	2.78	2.77	2.75	2.75	2.74		2.76	2.78	2.74		2.66	2.60	2.58	
Al	1.29	1.25	1.24	1.23	1.26	1.27	1.27		1.21	1.23	1.27		1.25	1.41	1.42	
Fe	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-		-	-	-	
Mn	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-		-	-	-	
Mg	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-		-	-	-	
Ca	0.15	0.21	0.18	0.20	0.22	0.22	0.20		0.22	0.21	0.22		0.20	0.26	0.28	
Na	0.78	0.74	0.76	0.77	0.74	0.73	0.74		0.71	0.73	0.70		0.66	0.61	0.58	
K	0.02	0.03	0.05	0.04	0.02	0.04	0.04		0.03	0.04	0.04		0.02	0.02	0.02	
Ti	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-		-	-	-	
Ab	78.39	75.51	76.67	76.24	75.51	73.73	75.51		73.96	74.49	72.16		67.25	61.62	59.18	
Or	2.02	3.06	3.05	3.96	2.04	4.04	4.08		3.12	4.06	4.12		2.04	2.02	2.04	
An	19.19	21.43	18.18	19.60	22.45	22.22	20.41		22.92	21.43	23.71		30.61	36.36	38.76	

81.927: Tonalita
 81.921: Adameillita sin fenocristales
 81.912: Adameillita porfídica
 81.913: Adameillita porfídica
 81.922: Adameillita porfídica
 81.924: Granodiorita de Layos
 81.925: Leucogranito
 81.926: Leucogranito
 81.923: Enclave microgranular

TABLA II. 3 (Continuación)
BIOTITAS DE GRANITOIDES DE U.M.

NO. LA.	81.924			76.911		81.915	81.926		81.923		
SiO ₂	34.44	34.54	34.68	34.81	34.72	35.30	35.13	35.40	35.31	34.92	35.83
Al ₂ O ₃	19.03	18.70	17.88	20.39	20.25	19.32	19.39	19.31	18.10	18.80	18.69
FeO	20.68	20.99	21.11	23.71	23.48	21.62	22.09	21.22	21.27	21.17	21.83
MnO	0.06	0.02	0.07	0.47	0.43	0.36	0.15	0.25	0.17	0.17	0.13
MgO	7.89	7.59	7.61	4.50	4.60	6.85	7.05	7.24	7.91	8.13	8.15
CaO	-	-	-	0.08	0.03	0.01	-	-	0.02	-	0.17
Na ₂ O	0.16	0.12	0.13	0.21	0.21	0.16	0.16	0.16	0.14	0.16	0.14
K ₂ O	9.37	9.37	9.77	9.80	9.43	9.75	8.70	9.23	9.62	9.11	8.65
TiO ₂	4.74	4.99	5.13	3.65	3.61	4.25	4.46	4.35	4.79	3.91	3.63
TOTAL	96.37	96.32	96.38	97.62	96.80	97.62	97.10	97.16	97.33	96.37	97.22

Formula estructural en base a 11 O

Si	2.62	2.63	2.65	2.65	2.66	2.66	2.65	2.66	2.66	2.65	2.69
Al ^{IV}	1.28	1.37	1.35	1.35	1.34	1.34	1.35	1.34	1.34	1.35	1.31
Al ^{VI}	0.32	0.31	0.26	0.48	0.49	0.37	0.37	0.37	0.27	0.33	0.34
Fe ⁺³	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.02	0.02	0.05	0.08
Fe ⁺²	1.30	1.32	1.33	1.48	1.47	1.35	1.35	1.31	1.32	1.29	1.29
Mn	-	-	-	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Mg	0.89	0.86	0.87	0.51	0.52	0.77	0.79	0.81	0.89	0.92	0.91
Ca	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.91	0.91	0.95	0.95	0.92	0.94	0.84	0.89	0.93	0.88	0.83
Ti	0.27	0.29	0.30	0.21	0.21	0.24	0.25	0.25	0.27	0.22	0.20
FM	0.59	0.61	0.60	0.74	0.74	0.64	0.63	0.62	0.60	0.56	0.59

81.924: Granodiorita de Laves
76.911: Leucogranito
81.915: Leucogranito
81.926: Leucogranito
81.923: Enclave microgranular

TABLA II.4

TABLA II. 5

ANFIBOLES DE LOS GRANITOIDES DE U.M.

PIROXENOS DE LOS GRANITOIDES DE U.M.

WQ La.	85.736	
SiO ₂	44.88	44.87
Al ₂ O ₃	8.91	9.00
FeO	16.87	16.45
MnO	0.47	0.36
MgO	11.04	10.98
CaO	11.32	11.23
Na ₂ O	1.30	1.39
K ₂ O	0.97	1.03
TiO ₂	1.87	2.00
TOTAL	97.58	97.35

WQ La.	85.737				85.736	
SiO ₂	52.42	52.20	51.82	52.39	51.90	52.01
Al ₂ O ₃	0.64	0.73	0.67	0.56	1.05	1.00
FeO	29.92	29.85	29.55	29.83	12.50	12.90
MnO	0.39	0.73	0.65	0.66	0.59	0.62
MgO	17.15	16.94	17.83	17.28	12.08	11.76
CaO	0.72	0.83	0.67	0.80	22.08	22.0
Na ₂ O	-	-	-	0.01	0.26	0.16
K ₂ O	-	-	-	0.02	-	-
TiO ₂	0.09	0.09	0.20	0.18	0.14	0.18
TOTAL	101.33	101.36	101.40	101.73	100.59	100.70

Fórmula estructural en base a 23 O.

Fórmula estructural en base a 6 O.

Si	6.64	6.67
Al ^{IV}	1.36	1.33
Al ^{VI}	0.20	0.24
Fe ⁺³	0.56	0.43
Fe ⁺²	1.53	1.62
Mn	0.06	0.05
Mg	2.44	2.43
Ca	1.80	1.79
Na	0.38	0.41
K	0.19	0.20
Ti	0.21	0.23
FM	0.39	0.40

Si	1.99	1.99	1.97	1.99	1.95	1.95
Al ^{IV}	0.01	0.01	0.03	0.01	0.04	0.03
Al ^{VI}	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01
Fe	0.95	0.95	0.94	0.95	0.40	0.41
Mn	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.97	0.96	1.01	0.98	0.66	0.66
Ca	0.03	0.03	0.03	0.03	0.98	0.89
Na	-	-	-	-	0.02	0.01
K	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	0.01	0.01	-	0.21
FM	0.49	0.50	0.48	0.49	0.37	0.38
WO	1.54	1.55	1.52	1.53	45.18	45.41
EN	49.74	49.48	51.01	50.00	34.52	33.67
FS	48.72	48.97	47.47	48.47	20.30	20.92

85.736: Cuarzodiorita.

85.737: Cuarzodiorita

85.736: Cuarzodiorita

TABLA II. 6
 GRANATES DE LOS GRANITOIDES DE U.M.

10 LA.	81.927		81.921				81.922				76.911				86.926			
	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N		
S107	37.64	37.58	37.75	38.30	37.82	37.54	37.47	37.59	37.94	37.84	37.90	37.89	37.82	37.62	37.82	37.58	37.39	
A200	22.32	22.18	21.65	22.16	22.10	22.42	22.15	22.41	23.16	21.92	21.46	21.85	21.57	21.81	23.76	22.49	22.58	
F120	30.29	32.76	31.73	32.10	32.18	35.16	35.05	35.35	33.74	34.19	35.39	35.31	34.60	35.27	34.76	35.35	31.62	
M60	4.23	4.99	2.28	1.95	1.74	2.79	2.80	2.66	3.81	3.78	1.20	3.25	3.17	5.15	3.76	5.49	7.07	
M60	4.69	2.31	4.29	4.50	4.78	3.23	3.36	3.40	2.81	3.21	3.27	2.96	2.58	3.37	3.25	3.32	3.27	
C60	2.43	1.29	1.23	1.43	1.30	1.10	1.18	1.06	1.23	0.89	0.51	0.76	0.49	0.46	0.52	0.34	0.14	
M80	0.02	-	0.05	0.05	0.12	0.63	-	-	-	0.02	0.04	-	0.01	-	-	0.03	0.23	0.05
K30	-	-	0.03	0.01	-	0.01	-	-	-	-	-	-	0.02	0.04	0.04	0.01	0.12	0.01
T107	0.01	0.04	0.06	0.09	0.05	0.05	0.04	0.09	0.06	0.04	0.01	0.04	0.05	-	0.03	0.01	0.02	-
TOTAL	101.62	101.15	100.51	100.58	100.10	101.33	102.06	102.54	102.79	101.40	101.95	102.09	100.52	101.73	102.52	103.25	102.15	-

Fórmula estructural en base a 12 O.

	2.94	1.00	1.00	5.02	1.00	2.95	2.94	2.94	2.97	1.00	1.00	1.00	1.04	1.06	2.99	2.91	2.95
Si	0.66	-	-	-	-	0.05	0.06	0.06	0.03	-	-	-	-	-	0.01	0.09	0.05
Al ^{IV}	1.99	2.09	2.03	2.06	2.06	2.05	2.01	2.11	2.11	2.05	2.02	2.04	2.05	2.02	2.05	1.99	2.05
Al ^{VI}	1.92	2.19	2.03	2.12	2.13	2.22	2.26	2.29	2.21	2.27	2.34	2.34	2.35	2.33	2.28	1.98	2.06
Fe ²⁺	0.06	-	0.17	-	-	0.02	0.05	0.02	-	-	-	-	-	-	-	0.10	0.02
Fe ³⁺	0.28	0.34	0.15	0.13	0.12	0.19	0.19	0.18	0.25	0.22	0.21	0.21	0.21	0.21	0.25	0.37	0.47
Mn	0.53	0.27	0.51	0.53	0.56	0.48	0.39	0.40	0.33	0.38	0.39	0.35	0.31	0.40	0.38	0.39	0.48
Ca	0.20	0.11	0.10	0.12	0.11	0.09	0.10	0.09	0.10	0.08	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04	0.03	0.01
Mg	-	-	-	0.01	0.01	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0.01
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	0.01	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fr	0.78	0.89	0.80	0.80	0.79	0.86	0.85	0.85	0.87	0.85	0.86	0.87	0.88	0.85	0.86	0.84	0.84
Al	65.60	75.76	72.71	72.21	72.82	77.64	76.91	77.16	76.39	76.37	78.49	79.08	80.49	78.11	77.25	70.97	70.59
Pr	18.73	9.28	18.27	18.26	19.10	12.83	13.26	13.45	11.41	12.85	13.06	11.79	10.48	13.46	12.12	10.88	12.99
AT	9.55	11.73	5.37	4.70	4.10	6.48	6.51	6.12	8.67	7.51	7.04	7.10	7.21	7.04	8.51	13.98	16.07
SP	3.06	3.74	-	3.49	3.72	2.03	2.68	1.02	3.50	2.67	1.38	2.03	1.42	1.38	1.40	-	-
AD	3.06	-	3.62	0.67	-	1.02	2.68	2.04	-	-	-	-	-	-	1.04	0.35	-

81,927: fonalita	81,922: Adaeallita porfidica	86,976: Leucogranito
81,921: Adaeallita sin fenocristales	76,911: Leucogranito	

TABLA II. 7

MOSCOVITAS DE LOS GRANITOIDES DE U.M.

Nº La.	81.922	81.915	
SiO ₂	47.67	46.55	46.14
Al ₂ O ₃	36.67	35.72	34.79
FeO	0.66	1.16	1.76
MnO*	0.01	-	0.05
MgO	0.71	0.81	1.12
CaO	-	-	-
Na ₂ O	0.41	0.37	0.55
K ₂ O	9.73	10.56	10.94
TiO ₂	0.18	0.39	0.56
TOTAL	96.04	95.56	95.51

Fórmula estructural en base a 11 O.

Si	3.11	3.08	3.07
Al ^{IV}	0.89	0.92	0.93
Al ^{VI}	1.93	1.87	1.80
Fe	0.04	0.06	0.10
Mn	0.00	-	0.00
Mg	0.07	0.08	0.11
Ca	-	-	-
Na	0.05	0.05	0.07
K	0.81	0.89	0.93
Ti	0.01	0.02	0.03
FM	0.36	0.43	0.48

81.922: Adamellita porfídica
81.915: Leucogranito

TABLA II. 8
ILMENITAS DE LOS GRANITOIDES DE U.M.

Nº LA.	81.912	81.921	81.913	81.922	81.924	81.926		81.923
TiO ₂	52.49	52.96	53.08	51.74	54.61	53.61	53.28	53.74
FeO	46.09	43.98	45.58	46.44	45.69	45.45	45.47	46.40
MnO	1.28	1.48	1.55	1.60	0.83	1.16	1.48	1.15
MgO	0.04	0.15	0.12	0.05	0.16	0.21	0.29	0.06
TOTAL	99.90	98.57	100.33	99.83	101.29	100.43	100.82	101.35

Fórmula estructural en base a 3 O.

Ti	1.00	1.01	1.00	0.99	1.02	1.01	1.00	1.00
Fe	0.97	0.94	0.96	0.99	0.95	0.95	0.96	0.96
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
Mg	-	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	-

81.912: Adamellita sin fenocristales
81.921: Adamellita sin fenocristales
81.913: Adamellita porfídica
81.922: Adamellita porfídica
81.924: Granodiorita de Layos
81.926: Leucogranito
81.923: Enclave microgranular

TABLA II. 9

DUMORTIERITA GRANITOIDES DE U.M.

WQ La.	81.913	
SiO ₂	30.15	30.74
Al ₂ O ₃	59.13	59.18
FeO	0.36	0.37
MnO	-	-
MgO	0.59	0.53
CaO	-	-
Na ₂ O	-	-
K ₂ O	0.03	-
TiO ₂	2.52	2.57
TOTAL	92.81	93.40

Fórmula estructural en base a 15 O.

Si	2.66	2.70
Al	6.15	6.12
Fe	0.03	0.03
Mn	-	-
Mg	0.08	0.07
Ca	-	-
Na	-	-
K	0.01	-
Ti	0.17	0.17

81.913: Adameillita porfidica.

TABLA II. 10
CORDIERITAS GRANITOIDES DE U.M.

HQ LA.	81.924		76.911		81.925		81.926	
SiO ₂	47.46	47.86	47.26	47.70	47.64	47.47	48.30	48.40
Al ₂ O ₃	33.46	33.38	32.55	32.70	33.61	33.39	33.61	33.45
FeO	10.17	10.29	13.12	12.30	9.70	10.07	10.44	10.39
MnO	0.28	0.20	0.92	0.61	0.33	0.23	0.31	0.31
MgO	6.80	6.65	4.53	5.29	6.88	6.94	6.67	6.67
CaO	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01
Na ₂ O	0.21	0.19	0.43	0.32	0.28	0.29	0.23	0.26
K ₂ O	0.03	-	-	-	0.01	0.02	-	-
TiO ₂	0.04	0.02	-	-	-	0.02	0.01	-
TOTAL	98.47	98.72	98.82	98.93	98.47	98.47	99.59	99.49

Fórmula estructural en base a 18 O.

Si	4.93	4.96	4.97	5.00	4.94	4.93	4.96	4.98
Al ^{IV}	1.07	1.04	1.03	1.00	1.06	1.07	1.04	1.02
Al ^{VI}	3.03	3.04	3.01	3.04	3.04	3.02	3.03	3.03
Fe	0.88	0.89	1.16	1.08	0.84	0.87	0.90	0.89
Mn	0.03	0.02	0.08	0.06	0.03	0.02	0.03	0.03
Mg	1.05	1.03	0.71	0.83	1.06	1.07	1.02	1.02
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.04	0.04	0.09	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
FM	0.45	0.46	0.62	0.56	0.44	0.45	0.47	0.47

81.924: Granodiorita de Layos
76.911: Leucogranito
81.925: Leucogranito
81.926: Leucogranito

TABLA II. 11

FELDESPATOS POTASICOS PLUTON MORA-GALVEZ

MO LA	72.925				77.928	80.211	80.213	77.931	81.437	79.026
	B			N						
SiO ₂	65.23	65.59	65.81	65.98	63.75	63.80	64.28	63.64	64.60	65.11
Al ₂ O ₃	19.50	19.42	19.10	19.41	18.80	18.75	19.12	18.44	19.21	19.45
FeO	0.04	0.12	0.07	0.02	0.01	0.05	0.05	0.05	0.02	0.07
MnO	0.05	-	0.06	-	-	-	-	-	0.09	-
MgO	0.03	0.02	-	0.01	0.03	-	-	0.01	0.03	0.02
CaO	0.07	0.02	0.09	0.04	-	0.11	0.04	0.01	-	-
Na ₂ O	2.47	2.57	5.51	4.40	1.02	1.34	0.91	1.25	0.85	1.37
K ₂ O	12.98	12.80	8.47	9.49	13.49	15.03	15.34	15.79	16.05	15.10
TiO ₂	0.06	0.11	0.07	0.03	0.02	0.06	-	-	-	-
TOTAL	100.42	100.66	99.17	99.38	99.78	99.13	99.74	99.19	100.86	101.11

Fórmula estructural en base a 8 O.

Si	2.97	2.97	2.98	2.99	2.97	2.97	2.97	2.97	2.96	2.97
Al	1.05	1.04	1.02	1.04	1.03	1.03	1.04	1.02	1.04	1.04
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	-	0.00	-	-	-	-	-	0.00	-
Mg	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	-
Na	0.22	0.23	0.48	0.39	0.23	0.12	0.08	0.11	0.08	0.12
K	0.75	0.74	0.49	0.55	0.79	0.89	0.90	0.94	0.94	0.88
Ti	0.002	0.00	0.00	0.00	0.001	0.002	-	-	-	-
AB	22.39	23.38	49.48	41.27	22.78	11.85	8.30	10.74	7.48	12.13
OR	77.28	76.53	50.07	58.53	77.13	97.61	91.50	89.20	92.52	87.57
AN	0.33	0.09	0.45	0.20	-	0.54	0.20	0.06	-	-

77.925: Granito de grano grueso, cristal zonado

77.928: Granito de grano grueso

80.211: Granito de grano grueso

80.213: Granito de grano grueso

77.931: Granito porfídico

81.437: Granito porfídico

79.026: Leucogranito

TABLA 11. 12
 PLAGIOCLASAS DEL PLUTON MORRA-GALVEZ

MOA.	77.925		77.926		77.928		79.032												
	B	H	B	H	B	H	B	H											
SiO ₂	64.16	59.08	58.52	61.20	54.56	56.43	61.48	55.07	69.95	60.10	56.70	55.04	52.93	65.13	61.82	60.38	60.04	57.00	
Al ₂ O ₃	23.24	26.37	25.71	26.95	24.77	29.05	28.51	24.70	29.36	24.45	25.79	27.41	28.79	29.79	22.80	24.83	26.06	26.25	28.06
FeO	0.08	0.01	0.04	0.07	0.06	-	0.11	0.02	0.05	-	0.06	-	0.03	0.03	0.04	0.07	-	0.02	-
MnO	0.04	0.01	0.14	0.02	0.08	-	0.42	-	-	0.04	0.08	0.01	-	0.04	0.03	-	0.04	0.06	-
MgO	-	-	-	-	-	0.01	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	0.04
CaO	3.30	7.21	6.55	8.03	4.90	10.46	9.33	5.17	10.07	4.61	6.54	8.99	10.58	11.35	2.60	5.20	6.53	7.94	9.75
Na ₂ O	9.41	7.20	7.89	6.89	8.48	5.44	6.10	8.70	5.48	8.79	7.69	6.19	5.31	4.91	10.13	8.53	7.78	7.37	5.98
K ₂ O	0.39	6.27	0.47	0.18	0.29	0.16	0.17	0.55	0.20	0.31	0.30	0.20	0.11	0.16	0.29	0.38	0.33	0.42	0.13
TiO ₂	0.16	0.02	0.04	0.05	-	0.63	0.11	0.01	0.03	0.03	0.08	-	0.06	0.01	0.02	0.05	-	-	0.05
TOTAL	100.78	100.13	100.93	100.70	99.86	99.71	100.84	101.14	100.72	101.24	100.54	99.63	100.09	99.18	101.05	100.95	101.15	101.16	101.09

Fórmula estructural en base a 8 O.

Si	2.81	2.63	2.65	2.60	2.72	2.46	2.52	2.71	2.47	2.75	2.66	2.55	2.48	2.41	2.84	2.72	2.66	2.65	2.53
Al	1.20	1.38	1.34	1.41	1.30	1.55	1.49	1.28	1.55	1.26	1.35	1.45	1.53	1.60	1.17	1.29	1.35	1.36	1.45
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	0.02	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0.16	0.34	0.31	0.38	0.24	0.51	0.44	0.24	0.48	0.22	0.31	0.43	0.51	0.55	0.12	0.25	0.31	0.33	0.46
Na	0.80	0.62	0.68	0.59	0.73	0.48	0.53	0.74	0.48	0.75	0.66	0.54	0.48	0.43	0.86	0.73	0.66	0.63	0.51
K	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
AB	81.63	63.26	66.67	60.20	73.74	48.00	54.08	73.27	49.48	75.76	66.67	55.10	48.00	43.43	86.00	73.00	66.67	64.29	52.04
OH	2.04	2.04	2.94	1.02	2.02	1.00	1.02	2.97	1.03	2.02	2.02	1.02	1.00	1.01	2.00	2.00	2.00	2.04	1.02
AN	16.33	34.69	30.39	38.78	24.24	51.00	44.90	23.76	49.48	22.72	31.31	43.88	51.00	55.56	12.00	25.00	31.00	33.67	46.94

77.925: Granito de grano grueso

77.926: Granito de grano grueso

77.928: Granito de grano grueso

79.028: Granito de grano grueso

TABLA 11. 12 (Continuación)
 PLACIOCLASAS DE PLUTÓN MORA GALVEZ

WOLA.	80.211		80.212		80.213	
	B	H	B	H	B	H
SiO ₂	57.93	58.25	58.39	57.09	62.02	60.61
Al ₂ O ₃	26.35	27.19	27.48	27.92	24.89	25.31
FeO	0.09	0.13	0.10	0.02	-	0.02
MnO	-	0.04	-	0.05	0.03	-
MgO	-	-	-	-	-	-
CaO	6.97	8.67	8.28	8.75	5.20	5.86
MgO	7.49	6.34	6.61	6.28	8.52	7.77
K ₂ O	0.29	0.31	0.28	0.30	0.27	0.41
TiO ₂	0.04	-	-	-	0.04	0.01
TOTAL	101.18	100.93	101.14	100.40	101.02	100.00

fórmula estructural en base a 8 O.

	80.211		80.212		80.213	
	B	H	B	H	B	H
Si	2.64	2.58	2.58	2.55	2.73	2.69
Al	1.37	1.42	1.43	1.47	1.29	1.35
Fe	-	0.01	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-
Ca	0.33	0.41	0.39	0.42	0.24	0.28
Mg	0.64	0.55	0.57	0.54	0.73	0.67
K	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ti	-	-	-	-	-	-
Al	64.65	56.12	58.16	55.10	73.74	69.07
OR	2.02	2.04	2.04	2.04	2.02	2.06
AN	33.33	41.84	39.80	42.86	24.24	28.87

80.211: Granito de grano grueso
 80.212: Granito de grano grueso
 80.213: Granito de grano grueso

PLAGIOCLASAS DEL PLUTON MORA-GAL

SQUA.	81.437				77.936				79.026									
	B	H	N	M	B	H	N	M	B	H	N	M						
5102	64.34	58.85	60.42	61.18	59.81	58.46	58.43	59.58	60.01	58.82	59.49	60.85	57.01	54.64	57.87	55.95	65.95	65.94
5103	22.87	25.39	25.07	24.68	24.97	26.20	26.21	26.04	26.15	25.99	26.43	25.44	27.86	29.88	26.48	29.21	20.49	22.02
440	0.02	0.04	0.07	0.03	0.02	-	0.05	0.02	0.11	0.08	0.02	0.05	0.05	0.05	0.02	0.05	-	-
5104	-	0.52	0.04	0.07	0.06	0.07	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	-	-	0.01	-	0.01	0.09	0.05
5105	-	0.01	-	0.02	-	0.02	-	0.01	0.01	0.03	-	-	-	-	0.01	0.02	-	0.04
460	5.03	6.31	5.64	5.05	5.61	6.67	6.19	6.91	6.40	7.32	7.05	5.09	7.93	11.22	7.37	10.23	0.80	2.39
4402	9.89	8.19	8.17	8.54	8.26	7.40	7.22	7.50	7.72	7.35	7.18	8.04	6.45	4.75	6.44	5.66	11.52	10.90
5106	0.35	0.48	0.34	0.42	0.39	0.25	0.21	0.24	0.33	0.24	0.27	0.31	0.15	0.07	0.24	0.16	0.28	0.08
5107	0.12	0.03	-	0.03	0.05	-	0.04	-	0.05	-	-	-	-	-	0.05	-	0.03	0.02
TOTAL	100.40	93.82	99.74	100.22	99.18	99.08	95.98	100.34	100.26	99.66	100.47	99.77	99.42	100.62	99.68	99.29	99.35	99.44

Fórmula estructural en base a 0 0.

Si	2.82	2.64	2.69	2.72	2.69	2.63	2.64	2.65	2.66	2.65	2.65	2.70	2.65	2.44	2.60	2.45	2.92	2.84
Al	1.18	1.34	1.32	1.29	1.32	1.39	1.40	1.36	1.37	1.37	1.36	1.33	1.47	1.58	1.40	1.56	1.08	1.15
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0.14	0.30	0.27	0.24	0.27	0.32	0.30	0.31	0.30	0.35	0.34	0.24	0.38	0.54	0.35	0.30	0.04	0.11
Na	0.84	0.71	0.71	0.73	0.72	0.65	0.63	0.65	0.62	0.64	0.64	0.69	0.56	0.41	0.67	0.50	0.99	0.94
K	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	-	0.01	0.01	0.01	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
84.00	68.27	71.00	71.74	71.79	66.31	67.02	65.66	65.86	64.65	64.00	72.63	58.95	43.16	65.05	49.50	95.19	89.52	-
OR	2.00	2.88	2.00	2.02	1.98	1.02	1.06	1.01	2.13	1.01	2.00	2.11	1.05	0.97	0.99	0.96	-	-
HR	14.00	28.85	27.00	24.24	26.73	32.65	31.91	31.33	31.35	31.35	34.00	25.26	40.00	56.80	33.00	49.30	3.85	10.48

1.437: Granito porfídico

7.934: Tonalita (= Fenocristales)

9.026: Leucogranito

TABLA II.13
 BIOTITAS DEL PLUTON MORA-GALVEZ

WLA.	77.925	77.926	77.928	79.032	78.834	80.211	80.212	80.213	79.024	77.931	81.437												
SiO ₂	34.86	35.26	34.63	34.86	35.79	35.08	35.94	36.10	35.54	34.87	34.39	35.03	35.25	34.89	35.07	35.46	35.80	36.24	35.47	35.17	33.64	36.24	35.14
Al ₂ O ₃	18.84	19.11	18.96	19.38	19.01	19.42	20.00	19.76	19.70	19.57	18.62	19.52	21.09	19.91	19.70	18.61	17.68	17.88	18.29	18.31	17.57	19.29	20.27
FeO	22.47	22.00	24.44	21.99	21.49	21.28	21.22	20.94	21.22	21.42	22.54	21.92	21.81	22.18	21.69	23.14	21.42	21.66	21.21	20.43	21.67	20.75	20.94
MnO	0.25	0.29	0.30	0.31	0.34	0.39	0.43	0.31	0.41	0.30	0.30	0.35	0.37	0.42	0.38	0.29	0.61	0.34	0.20	0.11	0.28	0.47	
MgO	6.35	6.70	6.30	6.26	6.47	6.76	6.60	7.09	5.97	5.72	6.99	7.46	5.62	5.92	6.25	6.46	7.80	7.20	7.53	6.66	6.87	7.05	6.57
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MazO	0.18	0.29	0.24	0.22	0.43	0.18	0.16	0.13	0.10	0.13	0.17	0.18	0.16	0.19	0.21	0.21	0.13	0.10	0.08	0.21	0.21	0.19	0.14
K ₂ O	8.52	9.07	9.65	9.10	9.78	9.90	9.67	9.02	9.13	9.33	9.28	9.36	9.33	9.03	9.36	9.16	9.42	9.76	9.84	8.81	9.64	9.76	9.64
TiO ₂	3.76	3.97	3.93	3.93	4.11	3.54	3.74	3.65	3.60	3.55	3.55	3.68	2.82	3.43	3.84	3.89	4.11	4.16	3.56	4.07	4.23	3.56	3.58
TOTAL	95.23	96.69	98.45	95.96	97.62	96.55	97.76	97.00	95.67	94.89	95.84	98.50	96.45	95.97	96.50	97.25	96.90	97.61	96.32	93.86	93.94	96.42	96.75

fórmula estructural en base a 110

Si	2.69	2.68	2.66	2.67	2.70	2.67	2.69	2.70	2.71	2.70	2.65	2.66	2.67	2.67	2.67	2.67	2.67	2.67	2.67	2.67	2.67	2.67	2.66
Al ^{IV}	1.31	1.32	1.34	1.33	1.30	1.33	1.31	1.30	1.29	1.30	1.35	1.34	1.33	1.33	1.33	1.33	1.31	1.28	1.27	1.29	1.27	1.35	1.34
Al ^{VI}	0.40	0.39	0.37	0.42	0.39	0.41	0.45	0.44	0.48	0.48	0.34	0.36	0.56	0.47	0.43	0.35	0.30	0.32	0.35	0.40	0.28	0.42	0.47
Fe ³⁺	0.08	0.05	0.05	0.04	0.03	0.02	-	0.03	0.02	0.03	0.07	0.04	0.03	0.05	0.03	0.05	0.03	0.04	0.06	0.07	0.02	-	-
Fe ²⁺	1.36	1.34	1.49	1.35	1.32	1.33	1.32	1.34	1.33	1.35	1.38	1.32	1.36	1.37	1.35	1.40	1.31	1.33	1.31	1.27	1.36	1.32	1.32
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
Mg	0.73	0.76	0.72	0.72	0.73	0.77	0.74	0.79	0.68	0.66	0.80	0.85	0.63	0.68	0.71	0.73	0.88	0.81	0.86	0.77	0.81	0.79	0.74
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.03	0.05	0.04	0.04	0.07	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02
K	0.84	0.88	0.94	0.89	0.94	0.96	0.92	0.86	0.89	0.92	0.91	0.88	0.90	0.88	0.91	0.88	0.94	0.94	0.96	0.87	0.97	0.93	0.93
Ti	0.22	0.23	0.23	0.23	0.23	0.24	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.16	0.20	0.22	0.22	0.24	0.24	0.20	0.24	0.25	0.21	0.20
FM	0.65	0.64	0.67	0.65	0.64	0.63	0.64	0.63	0.66	0.67	0.63	0.61	0.68	0.67	0.66	0.66	0.60	0.62	0.60	0.62	0.63	0.62	0.64

TABLA II. 13 (Continuación)
 BIOTITAS DEL PLUTON MORA-GALVEZ

NOLA	79.026		77.934		77.052
SiO ₂	34.33	35.14	36.34	36.19	34.89
Al ₂ O ₃	21.43	20.53	16.46	16.40	19.75
FeO	26.98	26.78	21.57	20.97	21.57
MnO	2.13	1.85	0.24	0.29	0.27
MgO	1.63	1.48	8.13	8.16	6.35
CaO	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.05	0.02	0.09	0.05	0.17
K ₂ O	9.21	8.84	9.56	9.88	9.09
TiO ₂	1.70	1.98	4.17	4.41	3.71
TOTAL	97.46	96.62	96.55	96.35	95.80

Fórmula estructural en base a 11 O

Si	2.66	2.70	2.77	2.76	2.66
Al ^{IV}	1.34	1.30	1.23	1.24	1.34
Al ^{VI}	0.62	0.61	0.25	0.23	0.44
Fe ⁺³	0.06	0.07	0.07	0.05	0.04
Fe ⁺²	1.69	1.66	1.30	1.29	1.34
Mn	0.14	0.13	0.02	0.02	0.02
Mg	0.19	0.18	0.92	0.93	0.72
Ca	-	-	-	-	-
Na	0.01	-	0.01	0.01	0.03
K	0.91	0.89	0.93	0.96	0.72
FM	0.90	0.90	0.59	0.58	0.65

77.925: Granito de grano grueso
 77.926: Granito de grano grueso
 77.928: Granito de grano grueso
 79.032: Granito de grano grueso
 78.834: Granito de grano grueso
 79.024: Granito de grano grueso
 80.211: Granito de grano grueso
 80.212: Granito de grano grueso
 80.213: Granito de grano grueso
 77.931: Granito porfídico
 81.437: Granito porfídico
 79.026: Leucogranito
 77.934: Tonalita
 77.052: Granito de grano grueso

TABLA II. 14

MICAS VERDES DEL PLUTON MORA-GALVEZ

Nº LA.	77.928	79.032		80.211	79.026		
SiO ₂	40.82	34.83	34.53	42.87	33.03	33.64	34.19
Al ₂ O ₃	29.40	22.57	22.38	32.54	21.62	21.77	22.15
FeO	10.64	21.35	21.31	5.77	25.48	26.68	27.50
MnO	0.15	0.50	0.54	0.16	1.79	1.99	1.80
MgO	4.68	7.03	7.23	2.73	1.97	2.10	1.92
CaO	0.02	-	-	-	-	-	0.01
Na ₂ O	0.35	0.12	0.08	0.37	-	-	0.03
K ₂ O	9.56	9.71	9.72	10.45	8.69	8.96	9.02
TiO ₂	0.01	0.24	0.24	-	-	0.28	0.02
TOTAL	95.28	96.35	96.03	94.89	92.58	95.42	96.64

Fórmula estructural en base a 11 O.

Si	2.88	2.64	2.62	2.96	2.67	2.65	2.66
Al ^{IV}	1.12	1.36	1.38	1.04	1.33	1.35	1.34
Al ^{VI}	1.32	0.65	0.63	1.61	0.73	0.67	0.69
Fe ⁺³	-	0.06	0.06	-	0.12	0.10	0.11
Fe ⁺²	0.63	1.29	1.29	0.33	1.60	1.66	1.68
Mn	0.01	0.03	0.03	0.01	0.12	0.13	0.12
Mg	0.49	0.79	0.82	0.28	0.24	0.25	0.22
Ca	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.05	0.02	0.01	0.05	-	-	-
K	0.86	0.94	0.94	0.92	0.89	0.90	0.89
Ti	-	0.01	0.01	-	-	0.02	-
FM	0.56	0.62	0.61	0.54	0.87	0.87	0.88

77.928: Granito de grano grueso

79.032: Granito de grano grueso

80.211: Granito de grano grueso

79.026: Leucogranito

TABLA II.15

CORDIERITAS DEL PLUTON MORA-GALVEZ

NOLA.	77.925		77.926		77.928		78.834	80.211	80.212		80.213		79.026		
SiO ₂	48.15	47.49	47.93	47.12	47.88	45.45	47.61	47.58	47.63	48.00	48.01	46.04	45.78	46.02	
Al ₂ O ₃	33.09	33.18	32.96	32.31	32.25	32.61	33.42	32.88	32.87	32.80	33.36	31.40	32.23	31.72	
FeO	10.62	10.90	11.03	10.60	10.23	10.83	10.69	11.12	11.03	11.18	10.63	13.67	13.85	14.28	
MnO	0.58	0.81	0.53	0.60	0.60	0.53	0.89	0.52	0.51	0.64	0.67	2.01	1.61	1.58	
MgO	5.91	5.31	5.90	6.38	6.24	5.69	5.35	5.72	5.70	5.57	5.90	1.37	1.52	1.39	
CaO	0.02	-	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.05	-	0.02	0.02	0.06	0.02	0.04	
Na ₂ O	0.76	0.83	0.59	0.52	0.58	0.57	1.05	0.60	0.76	0.78	0.77	1.78	1.81	1.94	
K ₂ O	-	-	0.02	-	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.04	0.01	
TiO ₂	0.06	0.03	0.04	0.02	0.01	0.05	0.01	-	0.04	0.02	-	0.01	0.02	0.02	
TOTAL	99.19	98.95	99.03	97.04	97.82	97.78	98.06	98.48	98.55	99.03	99.37	96.37	96.88	97.00	

Fórmula estructural en base a 18 O.

Si	4.980	5.190	4.979	4.987	5.018	4.984	4.952	4.974	4.988	4.994	4.966	5.035	4.977	5.007	
Al ^{IV}	1.020	0.810	1.021	1.022	0.982	1.016	1.048	1.026	1.012	1.006	1.034	0.965	1.023	0.993	
Al ^{VI}	3.014	3.438	3.015	3.001	3.003	3.022	3.050	3.025	3.021	3.018	3.034	3.083	3.107	3.076	
Fe	0.918	0.990	0.958	0.888	0.896	0.952	0.930	0.972	0.960	0.973	0.919	1.250	1.259	1.299	
Mn	0.051	0.074	0.047	0.053	0.053	0.047	0.078	0.046	0.045	0.056	0.058	0.186	0.148	0.146	
Mg	0.911	0.859	0.913	1.005	0.975	0.892	0.829	0.891	0.884	0.863	0.909	0.223	0.246	0.225	
Ca	0.022	-	0.003	0.003	0.002	0.003	0.02	0.005	-	0.002	0.002	0.007	0.002	0.004	
Na	0.153	0.175	0.118	0.106	0.058	0.117	0.211	0.121	0.154	0.157	0.154	0.577	0.381	0.409	
K	-	-	0.001	-	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.005	0.001	
Ti	0.05	0.02	0.003	0.001	0.001	0.004	0.001	-	0.003	0.001	-	0.001	0.002	0.001	
FM	0.50	0.53	0.50	0.47	0.48	0.52	0.53	0.52	0.52	0.53	0.50	0.25	0.84	0.85	

77.925: Granito grano grueso

77.926: Granito grano grueso

77.928: Granito grano grueso

78.834: Granito grano grueso

80.211: Granito grano grueso

80.212: Granito grano grueso

80.213: Granito grano grueso

79.026: Leucogranito

TABLA II.16
GRAMATES DE PLUTON MORA-GALVEZ

NOLA	77.928		79.032		77.931
SiO ₂	38.24	37.90	38.20	38.17	37.50
Al ₂ O ₃	21.98	21.93	22.14	22.20	21.34
FeO	30.92	32.33	33.49	34.36	32.05
MnO	5.03	4.04	3.17	1.76	1.52
MgO	4.72	3.81	2.89	3.67	4.92
CaO	1.02	1.92	2.10	1.71	1.31
Na ₂ O	0.05	-	0.01	0.01	-
K ₂ O	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02
TiO ₂	-	0.06	0.03	0.06	0.11
TOTAL	101.98	102.04	102.06	101.95	99.77

Fórmula estructural en base a 12 O

Si	2.98	2.97	3.01	3.00	3.01
Al ^{IV}	0.02	0.03	-	-	-
Al ^{VI}	2.00	2.00	2.05	2.05	2.02
Fe ⁺²	2.00	2.11	2.21	2.26	2.16
Fe ⁺³	0.02	0.01	-	-	-
Mn	0.33	0.27	0.21	0.12	0.10
Mg	0.55	0.45	0.34	0.43	0.59
Ca	0.09	0.16	0.18	0.14	0.11
Na	0.01	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	0.01
FM	0.78	0.82	0.87	0.84	0.79
AL	67.30	71.08	75.13	76.62	73.00
PY	18.56	15.16	11.61	14.61	19.90
SP	11.11	9.09	7.14	4.07	3.42
GR	2.02	4.04	6.12	4.70	3.04
AD	1.01	0.63	-	-	0.63

71.928: Granito de grano grueso
79.032: Granito de grano grueso
77.931: Granito porfídico

TABLA II. 17
 MOSCOVITAS DEL PLUTON MORA GALVEZ

MO.A.	77.926	77.928	77.931	78.834	80.211	80.212	79.026	78.186							
SiO ₂	46.28	47.08	46.86	47.13	45.46	47.03	47.04	45.17	45.64	46.36	46.70	46.58			
Al ₂ O ₃	36.35	36.47	36.12	37.78	36.16	36.94	36.72	37.16	37.26	36.47	36.57	35.09	36.81		
FeO	1.47	1.04	1.47	0.99	1.65	1.02	1.33	1.13	1.13	1.25	1.42	1.76	2.21		
MnO	0.11	0.05	0.06	0.01	0.05	0.04	-	0.06	0.03	0.06	0.02	-	0.10	0.11	
MgO	0.87	0.70	0.98	0.59	0.99	0.68	0.90	0.80	0.60	0.78	0.74	0.36	0.26	0.36	
CaO	-	0.02	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Na ₂ O	0.56	0.66	0.48	0.11	0.56	0.46	0.74	0.63	0.65	0.76	0.71	0.11	0.68	0.53	0.87
K ₂ O	10.39	10.06	10.27	9.94	10.48	10.17	10.74	10.41	10.26	10.01	10.17	10.49	9.78	9.45	10.00
TiO ₂	0.05	-	-	-	0.12	-	0.05	0.01	0.07	0.01	0.04	0.04	0.04	0.02	0.06
TOTAL	96.08	96.08	96.51	96.28	96.76	94.77	97.17	96.80	95.07	95.77	95.93	95.92	94.98	95.91	97.00
															96.54

Fórmula estructural en base a 11 O.

	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe	Mn	Hg	Ca	Na	K	Ti	PH				
77.926: Granito grano grueso	3.05	3.09	3.09	3.06	3.07	3.03	3.07	3.07	3.07	3.01	3.06	3.07	3.09	3.13	3.05
77.928: Granito grano grueso	0.95	0.91	0.91	0.94	0.93	0.97	0.93	0.93	0.99	0.99	0.94	0.93	0.91	0.87	0.95
77.931: Granito porfídico	1.88	1.91	1.88	1.96	1.87	1.93	1.87	1.90	1.93	1.91	1.90	1.91	1.89	1.91	1.89
78.834: Granito grano grueso	0.08	0.06	0.08	0.05	0.09	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.08	0.07	0.12	0.10	0.12
	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.01	0.01
	0.09	0.07	0.10	0.06	0.10	0.07	0.09	0.08	0.06	0.08	0.07	0.07	0.04	0.03	0.04
	-	0.00	-	-	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	0.07	0.08	0.06	0.01	0.07	0.06	0.09	0.08	0.08	0.10	0.09	0.01	0.09	0.07	0.11
	0.87	0.84	0.86	0.83	0.88	0.86	0.89	0.87	0.87	0.84	0.86	0.88	0.83	0.81	0.83
	0.00	-	-	-	0.01	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	0.47	0.46	0.44	0.45	0.47	0.46	0.44	0.43	0.50	0.46	0.53	0.50	0.75	0.77	0.75

77.926: Granito grano grueso
 77.928: Granito grano grueso
 77.931: Granito porfídico
 78.834: Granito grano grueso
 80.211: Granito grano grueso
 80.212: Granito grano grueso
 79.026: Leucogranito
 78.186: Enclave de granito biotítico

TABLA II. 18
ILMENITAS DEL PLUTON MORA-GALVEZ.

Nº La.	77.928	77.931	78.186
TiO ₂	53.47	52.92	51.66
FeO	40.07	41.52	42.57
MnO	6.22	3.76	4.28
MgO	-	-	0.07
TOTAL	99.76	98.20	98.58

Fórmula en base a 3 O.

Ti	1.01	1.02	0.99
Fe	0.84	0.89	0.90
Mn	0.13	0.08	0.09
Mg	-	-	-

77.928: Granito de grano grueso
77.931: Granito porfídico
78.186: Enclave de granito biotítico

TABLA II. 19

TURMALINAS DEL PLUTON MORA-GALVEZ.

NO La.	80.211	77.931	
SiO ₂	36.62	36.15	34.82
Al ₂ O ₃	35.43	35.37	36.32
FeO	8.17	11.03	8.05
MnO	0.08	0.13	-
MgO	4.96	2.98	4.15
CaO	0.17	0.21	0.15
Na ₂ O	2.29	1.87	1.95
K ₂ O	0.04	0.02	0.07
TiO ₂	-	0.05	0.13
TOTAL	87.75	87.61	85.64

Fórmula estructural en base a 29 O.

Si	6.96	6.96	6.78
Al	7.94	6.02	8.23
Fe	1.50	1.77	1.31
Mn	0.01	0.02	-
Mg	1.40	0.85	1.20
Ca	0.03	0.04	0.03
Na	0.84	0.70	0.74
K	0.01	-	0.02
Ti	-	0.01	0.02
FM	0.48	0.67	0.52

80.211: Granito de grano grueso
77.931: Granito porfídico

TABLA II. 20
 PLATOCIASAS DE LOS ENCLAVES DEL PLUTON MORA-GALVEZ

ANAL.	77.054		77.923		78.500		78.186											
	B	H	B	H	B	H	B	H										
SiO ₂	61.27	60.02	61.66	60.50	59.41	63.25	62.59	56.93	55.71	56.08	63.21	62.34	63.83	59.61	58.66	53.90		
Al ₂ O ₃	24.16	25.11	23.64	24.07	25.99	23.95	24.39	28.30	28.43	28.86	24.71	26.14	23.58	23.92	23.30	26.59	26.98	28.19
FeO	-	0.04	0.06	0.01	0.03	0.06	0.07	0.07	-	0.03	-	0.01	0.04	-	0.05	0.03	-	0.04
MnO	0.09	-	-	-	0.07	0.06	0.08	-	0.01	-	-	0.07	-	0.01	0.01	-	0.03	0.04
MgO	-	-	0.01	-	0.09	-	-	0.01	-	0.01	-	0.03	-	0.01	-	0.04	0.01	-
CaO	5.03	5.93	4.62	4.83	6.69	3.95	4.58	8.02	8.36	9.04	5.32	6.74	3.92	4.03	4.00	7.12	7.75	9.52
Na ₂ O	8.40	7.74	8.67	8.24	7.85	9.17	8.85	6.36	5.98	5.83	8.78	7.47	9.11	8.28	9.04	7.50	6.79	5.61
K ₂ O	0.34	0.28	0.59	0.55	0.17	0.24	0.20	0.23	0.19	0.20	0.29	0.09	0.37	0.64	0.45	0.29	0.32	0.23
TiO ₂	-	0.13	-	-	0.05	-	0.11	0.01	0.04	0.04	0.07	0.03	0.03	0.05	0.01	0.03	-	0.08
TOTAL	99.29	99.26	99.36	98.22	100.35	100.68	100.87	99.99	98.72	100.10	100.67	99.96	100.26	99.26	100.69	101.21	100.53	99.62

Fórmula estructural en base a 8 O.

	Si	2.74	2.69	2.76	2.73	2.64	2.78	2.75	2.55	2.52	2.51	2.71	2.65	2.79	2.77	2.80	2.63	2.61	2.52
	Al	1.27	1.33	1.25	1.28	1.36	1.24	1.26	1.49	1.52	1.52	1.29	1.37	1.23	1.25	1.21	1.38	1.41	1.50
Fe		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg		-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca		0.24	0.29	0.22	0.23	0.32	0.19	0.22	0.38	0.41	0.43	0.25	0.32	0.19	0.19	0.19	0.34	0.37	0.46
Na		0.73	0.67	0.75	0.72	0.68	0.78	0.75	0.55	0.53	0.51	0.75	0.65	0.78	0.71	0.77	0.64	0.58	0.49
K		0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01
Ti		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
AB		73.74	68.36	75.00	73.47	67.33	79.59	76.53	58.51	55.78	53.68	73.52	66.33	78.79	75.53	77.78	64.00	59.79	51.04
OR		2.02	2.04	3.00	3.06	0.99	1.02	1.02	1.06	1.05	1.05	1.96	1.02	2.02	4.26	3.03	2.00	2.06	1.04
AN		24.24	29.59	22.00	23.47	31.68	19.39	22.45	40.43	43.16	45.26	24.51	32.65	19.19	20.21	19.19	34.00	38.14	47.92

77.054: E. Microgranular
 77.923: E. Microgranular
 78.500: E. Microgranular
 78.186: E. Granito biotítico

TABLA II. 21
 BIOTITAS DE LOS ENCLAVES DEL PLUTON MORA-GÁLVEZ

WLA.	78.186	77.054	77.923	78.500	77.052	79.024	77.547
SiO ₂	55.60	55.16	55.26	56.04	56.31	55.18	55.49
Al ₂ O ₃	18.93	18.99	18.85	18.23	18.01	18.45	18.38
FeO	21.55	20.93	22.47	20.96	21.13	21.52	22.10
MnO	0.25	0.45	0.34	0.13	0.26	0.29	0.20
MgO	6.91	6.38	7.58	7.70	7.60	7.37	7.39
CaO	-	0.02	0.03	-	-	-	-
K ₂ O	0.20	0.04	0.15	0.06	0.24	0.20	0.18
Na ₂ O	8.89	9.46	9.70	9.12	9.08	9.00	9.22
TiO ₂	4.03	3.32	3.18	3.29	4.00	3.65	3.89
TOTAL	96.36	94.75	95.76	95.53	96.63	95.66	96.85

Fórmula estructural en base a 11 O.

Si	2.64	2.71	2.65	2.74	2.73	2.69	2.68	2.66	2.67	2.72	2.70	2.69	2.75	2.62	2.61	2.66	2.67
Al ^{IV}	1.36	1.29	1.35	1.26	1.27	1.31	1.32	1.34	1.33	1.28	1.30	1.31	1.25	1.41	1.38	1.34	1.33
Al ^{VI}	0.29	0.44	0.32	0.37	0.35	0.35	0.32	0.37	0.37	0.35	0.38	0.40	0.18	0.59	0.57	0.44	0.47
Fe ³⁺	0.05	0.03	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.08	0.08	0.07	0.09	0.10	0.01	-	0.04	0.07
Fe ²⁺	1.29	1.32	1.38	1.27	1.27	1.30	1.33	1.30	1.27	1.21	1.22	1.24	0.92	1.20	1.25	1.18	1.33
Mn	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.76	0.73	0.85	0.87	0.85	0.84	0.83	0.88	0.93	0.98	0.92	0.89	1.49	0.90	0.84	0.95	0.69
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	0.01	-	-	-	-	-
Na	0.03	0.01	0.02	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.01	0.03
K	0.86	0.93	0.93	0.88	0.87	0.88	0.89	0.90	0.89	0.87	0.88	0.75	0.83	0.94	0.98	0.94	0.74
Ti	0.22	0.19	0.18	0.19	0.23	0.21	0.22	0.18	0.15	0.17	0.18	0.19	0.18	0.12	0.10	0.22	0.22
FM	0.63	0.64	0.62	0.59	0.60	0.61	0.62	0.60	0.58	0.55	0.57	0.58	0.38	0.57	0.60	0.55	0.67

78.186 E. Granito biotítico

77.054 E. Microgranular

77.923 E. Microgranular

78.500 E. Microgranular

77.052 E. Surticáico (* biotitas del exterior del enclave)

79.024 E. Surticáico (** biotitas del interior del enclave)

77.547 E. Weisico

TABLA II. 21 (Continuación)
BIOTITAS DE LOS ENCLAVES DEL PLUTON MORA-GALVEZ.

NR La.	78.501		
SiO ₂	34.16	34.67	33.55
Al ₂ O ₃	20.15	19.52	20.23
FeO	21.11	21.51	22.60
MnO	0.27	0.25	0.28
MgO	6.62	6.42	5.98
CaO	-	-	-
Na ₂ O	0.19	0.21	0.18
K ₂ O	9.64	9.52	9.48
TiO ₂	3.47	3.53	3.45
TOTAL	95.61	95.63	95.75

Fórmula estructural en base a 11 O.

Si	2.62	2.66	2.58
Al ^{IV}	1.38	1.34	1.42
Al ^{VI}	0.44	0.42	0.42
Fe ⁺³	0.02	0.04	0.03
Fe ⁺²	1.33	1.34	1.42
Mn	0.02	0.02	0.02
Mg	0.76	0.73	0.69
Ca	-	-	-
Na	0.03	0.03	0.03
K	0.94	0.93	0.97
Ti	0.20	0.20	0.20
FM	0.64	0.65	0.67

78.501 E. metamórfico



TABLA II. 22

NICAS VERDES. ENCLAVES DEL PLUTON HORA-GALVEZ

HQ La. 79.024		
SiO ₂	41.23	34.93
Al ₂ O ₃	28.57	23.05
FeO	8.75	16.93
MnO	0.16	0.39
MgO	5.88	9.85
CaO	-	-
Na ₂ O	0.26	0.13
K ₂ O	10.57	10.25
TiO ₂	0.01	0.03
TOTAL	95.43	95.50

Fórmula estructural a 11 O

Si	2.90	2.62
Al ^{IV}	1.10	1.38
Al ^{VI}	1.27	0.66
Fe ⁺³	-	0.01
Fe ⁺²	0.52	1.05
Mn	0.01	0.02
Mg	0.62	1.10
Ca	-	-
Na	0.04	0.02
K	0.95	0.98
Ti	-	-
FM	0.46	0.49

79.024 E. surmicáceo

TABLA II. 23

CORDIERITAS DE LOS ENCLAVES DEL PLUTON NORA-GALVEZ

NR LA.	77.052		77.547		78.500		78.501
SiO ₂	47.68	47.71	47.83	47.68	47.92	48.30	46.72
Al ₂ O ₃	32.77	32.88	32.49	33.76	33.55	33.51	32.58
FeO	10.07	10.64	9.85	9.83	10.24	9.90	9.86
MnO	0.51	0.56	0.57	0.38	0.34	0.33	0.91
MgO	5.90	5.78	5.32	6.03	6.29	6.52	3.92
CaO	0.03	0.01	0.03	0.02	0.05	0.05	0.04
Na ₂ O	0.98	0.63	1.27	0.97	0.70	0.71	1.81
K ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.06
TiO ₂	-	0.03	0.01	0.04	0.01	0.01	-
TOTAL	97.94	97.76	97.39	98.72	99.11	99.35	95.90

Fórmula estructural en base a 18 O.

Si	4.99	4.97	5.03	4.94	4.96	4.97	5.01
Al ^{IV}	1.01	1.03	0.97	1.06	1.04	1.03	0.99
Al ^{VI}	3.04	3.04	3.06	3.07	3.04	3.04	3.14
Fe	0.88	0.93	0.87	0.55	0.58	0.85	0.29
Mn	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.08
Mg	0.92	0.90	0.83	0.93	0.97	1.00	0.63
Ca	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.20	0.13	0.12	0.26	0.14	0.14	0.38
K	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
FM	0.49	0.51	0.51	0.48	0.48	0.46	0.59

77.052: E. surmicáceo
77.547: E. neísico
78.500: E. microgranudo
78.501: E. metamórfico

TABLA II. 24

ILMENITAS DE LOS ENCLAVES DEL PLUTON MORA-GALVEZ

Nº La.	77.052	79.024
TiO ₂	52.80	51.30
FeO	43.41	43.50
MnO	2.57	4.77
MgO	0.07	0.10
TOTAL	98.85	99.67

Fórmula estructural a 3 0

Ti	1.01	0.97
Fe	0.92	0.86
Mn	0.06	0.10
Mg	-	-

77.052: E. surmicáceo

79.024: E. surmicáceo

TABLA II. 25

PLAGIOCLASAS DE PORFIDO GRANITICO

NO LA.	79.031				
	B				N
SiO ₂	60.54	58.62	59.72	58.78	60.06
Al ₂ O ₃	25.10	25.25	24.71	24.69	24.73
FeO	0.10	0.12	0.09	0.04	0.04
MnO	0.03	-	-	0.66	0.03
MgO	0.02	0.02	0.04	-	0.01
CaO	6.40	6.95	5.40	6.04	5.01
Na ₂ O	6.87	6.90	6.90	7.29	7.25
K ₂ O	1.39	1.16	1.21	1.41	1.23
TiO ₂	-	0.02	0.05	-	-
TOTAL	100.45	99.03	98.11	98.92	98.38

Fórmula estructural en base a 8 O.

Si	2.69	2.65	2.71	2.67	2.71
Al	1.31	1.35	1.32	1.32	1.32
Fe	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	0.03	-
Mg	-	-	-	-	-
Ca	0.31	0.34	0.26	0.29	0.24
Na	0.59	0.61	0.61	0.64	0.64
K	0.38	0.07	0.07	0.08	0.07
Ti	-	-	-	-	-
AB	60.68	59.96	64.63	63.05	66.97
DR	8.08	6.64	7.43	8.05	7.45
AM	31.24	33.40	27.94	28.90	25.58

TABLA II. 26

BIOTITAS DE PORFIDO GRANITICO.

HQ La.	79.031		
SiO ₂	35.59	35.91	36.66
Al ₂ O ₃	17.19	16.08	16.66
FeO	17.20	19.72	15.28
MnO	-	0.07	0.08
MgO	10.34	9.03	12.14
CaO	-	-	-
Na ₂ O	0.47	0.36	0.53
K ₂ O	8.90	9.21	9.44
TiO ₂	5.85	6.41	6.45
TOTAL	95.34	96.79	97.24

TABLA II. 27

CORDIERITAS DE PORFIDO GRANITICO.

HQ La.	79.031	
SiO ₂	46.60	
Al ₂ O ₃	32.49	
FeO	10.62	
MnO	0.20	
MgO	6.67	
CaO	0.01	
Na ₂ O	0.21	
K ₂ O	0.04	
TiO ₂	0.02	
TOTAL	96.86	

Fórmula estructural en base a 11 O.

Si	2.67	2.70	2.69
Al ^{IV}	1.33	1.30	1.31
Al ^{VI}	0.20	0.13	0.13
Fe ⁺³	0.02	0.03	-
Fe ⁺²	1.06	1.21	0.94
Mn	-	-	-
Mg	1.16	1.01	1.33
Ca	-	-	-
Na	0.07	0.05	0.08
K	0.86	0.88	0.88
Ti	0.33	0.36	0.36
FM	0.46	0.55	0.41

Fórmula estructural en base a 18 O.

Si	4.94
Al ^{IV}	1.06
Al ^{VI}	2.99
Fe	0.94
Mn	0.02
Mg	1.05
Ca	-
Na	0.04
K	0.01
Ti	-
FM	0.47

TABLA II. 28

GRANATES DE PORFIDOS GRANITICOS

NR LA.	79.031			81.197						
	B		N	B		N		B		N
SiO ₂	38.67	38.56	38.32	37.63	38.35	38.42	38.56	38.15	38.23	38.61
Al ₂ O ₃	22.25	22.22	22.33	22.44	22.34	22.25	22.36	22.62	22.11	22.73
FeO	33.05	33.26	33.17	33.21	33.21	34.34	33.41	33.70	33.24	32.74
MnO	1.17	1.30	1.33	2.28	2.88	1.71	1.80	2.40	2.20	1.44
MgO	5.64	5.41	5.90	4.59	4.12	4.40	5.13	4.40	4.70	5.91
CaO	1.03	1.16	1.06	0.76	0.97	0.73	0.75	0.84	0.80	0.82
Na ₂ O	-	-	-	0.19	-	0.01	0.03	-	0.03	-
K ₂ O	0.03	-	0.02	0.02	-	0.02	0.01	0.01	0.02	0.06
TiO ₂	0.07	0.06	0.10	0.01	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06
TOTAL	101.91	101.97	01.22	101.13	101.94	101.92	102.10	102.16	101.38	101.32

Fórmula estructural en base a 12 O.

Si	2.990	2.99	2.96	2.96	3.00	3.01	3.00	2.99	3.00	2.96
Al ^{IV}	0.01	0.01	0.04	0.04	-	-	-	0.01	-	0.02
Al ^{VI}	2.02	2.02	1.99	2.04	2.07	2.96	2.05	2.07	2.04	2.04
Fe ⁺²	2.12	2.16	2.13	2.15	2.18	2.25	2.19	2.19	2.19	2.12
Fe ⁺³	0.02	-	0.01	0.03	-	-	-	-	-	-
Mn	0.08	0.09	0.09	0.15	0.19	0.11	0.12	0.16	0.15	0.09
Mg	0.65	0.63	0.68	0.54	0.48	0.51	0.59	0.51	0.55	0.68
Ca	0.08	0.10	0.09	0.06	0.08	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07
Na	-	-	-	0.03	-	-	-	-	-	-
K	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-
FM	0.76	0.77	0.76	0.80	0.82	0.82	0.79	0.81	0.80	0.76
AL	72.43	72.45	71.99	74.16	74.39	76.82	73.92	74.68	73.92	71.61
PY	22.18	21.13	22.94	18.64	16.39	17.41	19.97	17.39	18.61	22.94
SP	2.69	3.02	3.04	5.18	6.53	3.71	4.07	5.50	5.06	3.04
GR	1.67	3.40	1.01	0.35	2.69	2.43	2.04	2.43	1.27	2.41
AD	1.03	-	1.01	1.68	-	-	-	-	-	-

III.- TABLAS DE ANALISIS QUIMICOS

TABLA III.1

GRANITOIDES DE LA UNIDAD MIGMATITICA DE TOLEDO.

ASOCIACION DE ARGES GUADAMUR

Nº An.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Nº La.	76915	76913	81927	85735	81920	76912	81921	81922	81913	81912
	Tonalitas				Adam. no porfídica			Adam. Porfídicas		
SiO ₂	55.52	56.18	57.64	59.14	61.25	62.41	64.26	64.86	65.79	65.79
Al ₂ O ₃	18.78	18.96	18.54	17.01	16.47	16.28	16.12	15.19	15.81	15.67
Fe ₂ O ₃	0.02	0.04	0.53	0.84	0.64	0.32	0.71	0.53	0.43	0.51
FeO	6.64	6.81	6.18	5.71	5.31	5.32	4.28	4.57	4.10	4.03
MgO	4.11	3.32	3.09	3.12	1.92	3.24	1.99	1.74	1.33	1.47
MnO	0.08	0.09	0.10	0.10	0.08	0.08	0.08	0.06	0.05	0.05
CaO	4.58	4.57	4.89	4.58	3.66	3.28	3.02	2.27	2.14	2.28
Na ₂ O	3.56	3.10	2.94	3.07	2.82	2.95	2.58	2.86	2.98	2.87
K ₂ O	3.63	3.36	3.09	3.21	4.34	3.78	5.00	4.90	5.37	5.31
TiO ₂	1.39	1.63	1.78	1.59	1.49	1.34	1.14	1.26	1.16	1.23
P ₂ O ₅	0.94	0.60	0.50	0.55	0.55	0.53	0.44	0.40	0.43	0.35
H ₂ O	1.23	1.84	1.20	1.30	0.95	0.99	0.60	0.92	0.82	0.90
	100.48	100.50	100.48	100.22	99.48	100.52	100.22	99.56	100.41	100.46

NORMA C.I.P.V.

O	3.06	7.71	11.32	12.73	15.93	17.03	19.40	19.81	20.11	20.39
Or	21.45	19.86	18.26	18.97	25.65	22.34	29.55	28.96	31.74	31.38
Ab	30.13	26.23	24.88	25.98	23.86	24.96	21.83	24.20	25.22	24.29
An	16.59	18.76	21.00	19.13	14.57	12.81	8.65	7.81	9.03	6.47
Ky	20.27	18.22	15.85	15.12	11.69	15.51	10.49	10.32	8.66	8.70
Mt	0.03	0.06	0.77	1.22	0.93	0.46	1.03	0.77	0.62	0.74
Il	2.64	3.10	3.38	3.02	2.83	2.54	2.17	2.39	2.20	2.34
Ap	2.18	1.39	1.16	1.27	1.27	1.23	1.02	0.93	1.00	0.81
C	2.92	3.35	2.66	1.47	1.79	2.64	2.03	2.01	2.23	1.89

Elementos Trazas.

Ba	534	1694	1364	1150	1004	842	949	731	905	1018
Ce	73	123	46	128	162	106	141	223	151	159
Cr	154	167	104	428	405	102	77	174	196	385
Ga	27	25	20	21	22	23	26	27	25	22
La	45	55	20	24	117	68	85	101	111	117
Nb	28	31	32	15	16	30	20	26	15	24
Ni	5	2	1	16	20	4	3	9	15	17
Rb	269	181	153	138	179	226	202	260	237	226
Sr	386	596	568	479	359	287	320	237	284	288
Th	13	2	3	10	29	23	24	46	76	37
Y	21	11	9	17	26	18	30	32	20	22
Zr	239	186	278	139	358	272	303	326	423	437

TABLA III.1 (Continuación)

GRANITOIDES DE LA UNIDAD MIGMATITICA DE TOLEDO

N. An.	11	GRANODIORITAS DE LAYOS					LEUCOGNANITOS			
		12	13	14	15	16	17	18	19	20
Nº La.	76905	87206	87208	87205	81924	87204	87201	87202	87196	81926
SiO ₂	67.18	62.65	63.47	64.32	65.23	66.44	69.18	71.64	72.09	72.16
Al ₂ O ₃	14.85	17.11	15.73	15.71	16.43	16.14	15.22	14.78	15.08	14.27
Fe ₂ O ₃	0.29	0.37	0.35	0.18	1.36	0.18	0.38	0.75	0.01	1.11
FeO	3.76	7.48	5.88	4.99	4.42	4.94	0.56	1.12	0.99	2.55
MgO	1.30	3.03	2.60	2.03	2.64	2.01	0.25	0.52	0.13	1.08
MnO	0.06	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	0.03	0.08	0.01	0.11
CaO	1.87	1.15	1.15	0.93	1.18	1.10	0.64	1.06	0.74	1.10
Na ₂ O	3.24	2.67	2.88	2.93	3.00	2.90	3.59	3.20	3.75	2.88
K ₂ O	4.76	2.61	2.91	2.99	3.17	2.78	5.59	5.89	5.19	2.71
TiO ₂	1.00	1.08	0.93	0.72	0.86	0.77	0.14	0.29	0.12	0.59
P ₂ O ₅	0.43	0.16	0.14	0.16	0.17	0.19	0.24	0.20	0.17	0.15
H ₂ O	0.79	1.68	1.14	1.85	1.18	1.92	0.64	0.31	1.11	1.21
	99.53	100.06	97.24	96.86	99.69	99.42	96.46	99.84	99.39	99.92

NORMA C.I.P.M.

Q	23.05	25.24	25.50	27.66	27.08	30.59	25.59	27.50	28.37	40.13
Or.	28.13	15.42	17.20	17.67	18.73	16.43	33.04	34.81	30.67	16.02
Ab	27.42	22.59	24.37	24.79	25.39	24.54	30.38	27.08	31.73	24.37
An	4.49	4.44	4.79	3.57	4.74	4.22	1.61	3.95	2.56	4.48
Hy	8.36	19.32	15.56	12.97	12.24	12.75	1.16	2.40	1.95	5.69
Nt	0.42	0.54	0.51	0.26	1.97	0.26	0.55	1.19	0.01	1.61
Il	1.90	2.05	1.77	1.37	1.63	1.46	0.27	0.55	0.23	1.12
Ap	1.00	0.37	0.32	0.37	0.39	0.44	0.56	0.46	0.39	0.35
C	2.00	8.18	6.09	6.35	6.32	6.81	2.67	1.69	2.35	4.96

Elementos Trazas.

Ba	574	685	637	519	488	527	222	593	381	377
Ce	91	91	90	57	65	64	29	66	36	44
Cr	158	435	440	298	327	299	82	143	256	253
Ga	23	23	21	20	25	27	21	19	26	21
La	117	38	26	21	40	22	12	35	4	57
Nb	25	22	18	12	33	6	Tr	20	Tr	9
Ni	23	57	52	53	53	55	49	45	56	53
Rb	247	122	115	117	108	104	234	189	173	61
Sr	157	169	175	159	143	162	126	262	184	148
Th	67	16	22	8	14	2	8	29	3	16
Y	33	18	30	26	29	31	6	19	10	18
Zr	375	242	232	192	202	197	124	141	122	177

TABLA III.1 (Continuación)

GRANITOIDES DE LA UNIDAD MIGMATITICA DE TOLEDO

LEUCOGRANITOS				
Nº An.	21	22	23	24
Nº La.	87203	81916	81925	81915
SiO ₂	72.45	72.69	74.36	74.93
Al ₂ O ₃	14.81	13.94	14.40	13.72
Fe ₂ O ₃	0.20	0.39	0.37	0.18
FeO	1.01	1.31	0.75	0.89
MgO	0.10	0.37	0.40	0.11
MnO	0.04	0.07	0.05	0.03
CaO	1.06	0.83	1.13	1.14
Na ₂ O	3.70	2.84	3.21	2.58
K ₂ O	5.47	6.08	4.21	5.66
TiO ₂	0.24	0.27	0.06	0.18
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.22	0.11
H ₂ O	0.60	0.49	0.82	0.44
	99.84	99.44	99.98	99.97

NORMA C.I.P.U.

Q	27.40	30.21	36.69	35.40
Or	32.33	35.93	24.88	33.45
Ab	31.31	24.03	27.16	21.83
An	4.21	3.07	4.17	4.94
Hy	1.62	2.69	2.06	1.52
Mt	0.29	0.57	0.54	0.26
Il	0.46	0.51	0.11	0.34
Ap	0.37	0.37	0.51	0.25
C	1.26	1.56	3.03	1.54

Elementos Trazas.

Ba	398	1007	614	829
Ce	51	98	49	30
Cr	138	167	138	137
Ga	21	19	22	22
La	23	32	21	15
Nb	6	10	16	8
Ni	46	28	41	33
Rb	172	187	79	175
Sr	171	283	208	274
Th	26	21	1	3
Y	10	13	11	2
Zr	161	161	87	125

TABLA III. 2

CONTENIDOS EN TIERRAS RARAS (GRANITOIDES U.M.)

N° La. °	81.927 TONALITA	81.922 ADAN.PORF.	81.915 LEUCOGN
La	20.51	100.78	15.08
Ce	46.10	223.59	30.51
Nd	29.62	111.45	12.62
Sm	4.97	18.28	2.12
Eu	1.93	1.77	1.44
Gd	4.08	13.11	1.79
Dy	1.79	6.30	0.62
Er	0.91	2.86	0.45
Yb	0.80	2.18	0.22
Lu	0.15	0.36	0.15
Y	9.50	32.16	2.05
Eu/Eu*	1.31	0.34	2.30
(La/Lu)cn	14.13	27.82	10.66
ΣREE	110.86	480.68	65

TABLA III.3

GRANITOIDES DEL PLUTON MORA GALVEZ

Nº An.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Nº La.	82537	80210	80910	80900	80211	82579	77922	80572	81426	77926

Granitos de grano grueso

SiO ₂	68.76	69.15	69.79	70.12	70.27	70.53	70.57	70.62	70.70	70.81
Al ₂ O ₃	15.07	14.87	15.43	15.13	14.87	14.97	15.49	15.11	14.86	15.04
Fe ₂ O ₃	0.66	0.47	0.79	0.58	0.36	0.34	0.35	0.64	0.56	0.25
FeO	2.35	2.60	2.44	2.13	2.55	2.58	2.28	2.32	2.50	2.28
MgO	0.87	1.37	0.54	0.90	0.88	0.48	0.72	0.91	0.85	0.57
MnO	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
CaO	2.19	2.12	2.15	1.98	2.18	1.86	1.91	1.90	1.52	2.00
Na ₂ O	3.59	3.26	3.39	3.33	3.14	3.59	3.34	3.29	3.59	3.41
K ₂ O	4.15	4.01	3.92	4.37	4.24	4.60	4.22	4.14	4.41	4.11
TiO ₂	0.42	0.44	0.46	0.38	0.42	0.38	0.37	0.43	0.40	0.35
P ₂ O ₅	0.18	0.24	0.19	0.26	0.24	0.20	0.26	0.25	0.28	0.22
H ₂ O	1.13	0.90	0.81	0.99	0.65	0.73	0.92	0.84	1.01	0.64
	99.43	99.49	99.97	100.22	99.86	100.31	100.48	100.50	100.72	99.73

NORMA C.I.P.V.

Q	25.06	27.21	28.74	27.85	28.74	26.12	29.02	29.50	27.59	29.14
Or	24.53	23.70	23.17	25.83	25.06	27.18	24.94	24.47	26.06	24.29
Ab	30.38	27.59	28.69	28.18	26.57	30.38	29.26	27.84	30.38	28.86
An	9.69	8.95	9.43	8.13	9.25	7.92	7.78	7.79	5.71	8.49
Hy	5.35	7.18	4.52	5.14	5.99	5.12	5.17	5.38	5.66	4.91
Mt	0.96	0.68	1.15	0.84	0.52	0.49	0.51	0.93	0.81	0.36
Il	0.80	0.84	0.87	0.72	0.80	0.72	0.70	0.82	0.76	0.66
Ap	0.42	0.56	0.44	0.60	0.56	0.46	0.60	0.58	0.65	0.51
C	1.12	1.89	2.16	1.94	1.73	1.18	2.58	2.36	2.09	1.87

Elementos Trazas.

Ba	387	491	559	470	449	376	425	387	428	449
Ce	52	54	58	55	52	49	45	47	49	50
La	41	24	27	39	51	44	42	45	43	14
Nb	15	25	12	13	11	16	19	14	13	16
Ni	20	20	23	22	20	20	22	23	38	22
Rb	215	211	201	218	216	223	226	218	226	209
Sr	118	139	131	132	115	108	139	119	123	124
Y	27	26	33	25	24	23	22	22	21	25
Zr	168	176	143	169	168	155	172	157	169	168

TABLA III.3 (Continuación)

GRANITOIDES DEL PLUTON MORA GALVEZ

N° An	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
N° La.	78840	80303	80570	80213	80214	78836	78839	78838	77544	78834

Granitos de grano grueso

SiO ₂	70.90	71.01	71.03	71.04	71.24	71.30	71.36	71.96	72.42	72.42
Al ₂ O ₃	14.74	14.69	14.83	14.49	14.85	14.65	14.50	14.51	14.46	14.20
Fe ₂ O ₃	0.35	0.55	0.60	0.54	0.30	0.30	0.32	0.31	0.31	0.26
FeO	2.22	2.23	1.78	2.03	2.38	2.32	2.22	2.23	1.82	1.84
MgO	0.71	0.64	0.73	0.76	0.91	0.83	0.85	0.64	0.40	0.38
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05
CaO	1.55	1.80	1.39	1.73	1.80	1.82	1.67	1.88	1.40	1.38
Na ₂ O	3.33	3.23	3.39	3.27	3.23	3.40	3.29	3.29	3.42	3.42
K ₂ O	4.54	3.94	4.37	4.08	4.12	4.25	4.44	4.15	4.16	4.26
TiO ₂	0.36	0.38	0.28	0.34	0.37	0.37	0.35	0.35	0.26	0.28
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.22	0.23	0.20	0.23	0.23	0.20	0.23	0.24
H ₂ O	1.08	0.91	0.92	0.96	0.83	0.95	0.93	0.80	0.61	0.84
	100.03	99.62	99.53	99.58	100.52	100.47	100.11	100.38	99.54	99.62

NORMA C.I.P.W.

Q	28.84	31.45	30.02	30.95	30.48	29.18	30.02	31.00	32.40	32.12
Or	26.83	23.28	25.83	24.11	24.35	25.12	26.24	24.53	24.58	25.18
Ab	28.18	27.33	28.69	27.67	27.33	28.77	27.08	27.84	28.94	28.94
An	6.38	7.69	5.46	7.08	7.62	7.53	6.78	8.02	5.44	5.28
Hy	5.05	4.70	4.27	4.66	5.67	5.56	5.48	4.94	3.75	3.70
Nt	0.51	0.80	0.78	0.87	0.78	0.43	0.43	0.46	0.45	0.45
Il	0.68	0.72	0.53	0.65	0.70	0.70	0.66	0.66	0.49	0.53
Ap	0.46	0.44	0.51	0.53	0.46	0.53	0.53	0.46	0.53	0.56
C	2.01	2.29	2.52	2.10	2.28	1.70	1.94	1.67	2.34	2.03

Elementos Trazas.

Ba	339	401	416	380	400	348	359	337	338	366
Ce	42	46	46	47	43	43	44	45	39	34
La	30	42	30	41	27	37	23	23	19	16
Nb	13	11	16	9	21	11	9	16	16	12
Ni	23	25	31	23	26	22	21	26	27	26
Rb	222	205	231	238	248	220	229	221	257	252
Sr	123	127	88	153	107	119	114	115	111	100
Y	24	28	23	23	23	23	22	25	21	20
Zr	153	172	146	163	156	161	158	145	148	131

TABLA III.3 (Continuación)

GRANITOIDES DEL PLUTON MORA GALVEZ

Nº An.	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Nº La.	78499	78505	80212	82522	80355	80350	77931	81437	81195	79032

	Granitos de grano grueso				Granitos porfídicos					
SiO ₂	72.49	72.86	72.92	73.86	63.40	64.28	66.25	71.23	71.40	71.53
Al ₂ O ₃	14.75	14.48	14.54	14.35	16.81	16.62	15.77	14.75	14.54	14.48
Fe ₂ O ₃	0.26	0.32	0.46	0.33	0.91	0.83	0.41	0.62	0.83	0.54
FeO	1.88	1.89	1.65	1.36	4.22	4.01	3.73	2.28	1.93	2.20
MgO	0.39	0.44	0.52	0.28	1.67	1.65	1.42	0.78	0.68	0.98
MnO	0.05	0.05	0.05	0.04	0.08	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07
CaO	1.43	1.47	1.37	1.11	3.47	3.51	3.07	1.82	1.46	1.77
Na ₂ O	3.34	3.28	3.22	3.70	3.23	3.08	3.31	3.23	3.29	3.23
K ₂ O	4.64	4.42	4.46	4.37	3.10	4.06	3.98	4.53	4.60	4.21
TiO ₂	0.29	0.29	0.27	0.17	0.79	0.69	0.64	0.40	0.37	0.37
P ₂ O ₅	0.24	0.23	0.23	0.17	0.34	0.36	0.33	0.20	0.21	0.18
H ₂ O	0.74	0.65	0.79	0.74	1.94	1.40	0.73	0.65	1.23	0.69
	100.50	100.38	100.48	100.48	99.96	100.56	99.70	100.55	100.60	100.55

NORMA C.I.P.M.

q	31.03	32.42	33.01	32.38	21.12	19.28	21.46	29.18	30.03	30.46
Or	27.42	26.12	26.36	25.83	18.32	23.99	23.52	26.77	27.18	24.88
Ab	28.46	27.76	27.75	31.31	27.33	26.06	28.01	27.33	27.84	27.33
An	5.53	5.79	5.30	4.40	15.00	15.06	13.08	7.72	5.87	7.61
Ky	3.82	3.92	3.59	2.72	10.00	9.78	9.10	5.07	4.05	5.55
Ht	0.38	0.46	0.67	0.48	1.32	1.20	0.59	0.90	1.20	0.78
Il	0.55	0.55	0.51	0.32	1.50	1.31	1.22	0.76	0.70	0.70
Ap	0.56	0.53	0.53	0.39	0.79	0.83	0.76	0.46	0.49	0.42
C	2.21	2.18	2.47	1.92	2.65	1.64	1.22	1.70	2.00	1.82

Elementos Trazas.

Ba	322	317	312	42	549	663	684	392	417	350
Ce	40	31	45	42	73	82	85	45	51	39
La	22	33	21	36	78	85	21	14	47	22
Nb	18	8	8	7	18	16	18	15	16	14
Ni	25	24	26	23	18	12	11	20	23	25
Rb	258	241	251	223	138	132	166	220	219	229
Sr	87	99	88	114	173	184	168	110	105	115
Y	21	21	26	22	26	46	31	26	28	33
Zr	148	147	139	138	240	260	224	156	156	151



TABLA III.3 (Continuación)

GRANITOIDES DEL PLUTON MORA GALVEZ

Nº An.	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Nº La.	81192	80914	80913	81191	81438	80917	80918	82518	77934	77546
	Leucogranitos								Tonal.	Gr.Bi
SiO ₂	71.59	71.92	76.08	76.26	76.26	76.68	76.68	76.64	63.65	70.30
Al ₂ O ₃	14.75	14.59	13.54	13.85	13.28	13.56	13.44	12.50	15.91	14.87
Fe ₂ O ₃	0.65	0.58	0.13	0.32	0.24	0.22	0.02	0.08	0.43	0.41
FeO	2.23	2.12	0.34	0.48	0.40	0.63	0.69	0.71	4.81	2.52
MgO	0.85	0.53	0.09	0.05	0.05	0.03	0.01	0.31	1.49	0.93
MnO	0.06	0.06	0.05	0.07	0.06	0.07	0.05	0.01	0.08	0.05
CaO	1.80	1.62	0.27	0.34	0.32	0.39	0.30	0.50	3.24	2.09
Na ₂ O	3.13	3.23	3.37	3.70	3.79	3.56	3.42	2.60	3.14	3.07
K ₂ O	4.23	4.23	4.48	4.40	4.68	4.38	4.54	6.04	3.99	4.07
TiO ₂	0.39	0.35	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.09	1.08	0.45
P ₂ O ₅	0.20	0.18	0.11	0.16	0.05	0.08	0.09	0.09	0.38	0.15
H ₂ O	0.73	0.61	0.67	0.66	0.51	0.57	0.52	0.37	1.60	0.78
	100.61	100.02	99.76	100.33	99.67	100.21	99.79	99.94	99.80	99.69

NORMA C.I.P.M.

Q	31.25	31.84	38.69	37.23	35.40	38.07	38.42	36.61	18.90	29.77
Or	25.00	25.00	26.48	26.00	27.66	25.88	26.83	35.69	23.58	24.05
Ab	26.49	27.33	28.52	31.31	32.07	30.13	28.94	22.00	26.57	25.98
An	7.61	6.86	0.62	0.64	1.26	1.41	0.90	1.89	13.59	9.39
Hy	5.14	4.27	0.75	0.81	0.74	1.13	1.32	1.88	10.55	5.95
Mt	0.94	0.84	0.19	0.46	0.35	0.32	0.03	0.12	0.62	0.59
Il	0.74	0.66	0.08	0.08	0.04	0.06	0.06	0.17	2.05	0.85
Ap	0.46	0.42	0.25	0.37	0.12	0.19	0.21	0.21	0.88	0.35
C	2.23	2.18	2.92	2.77	1.52	2.45	2.57	0.99	1.44	1.97

Elementos trazas

Ba	338	209	11	1	1	1	3	253	567	429
Ce	47	27	10	6	5	7	8	27	76	38
La	33	19	4	2	8	6	8	20	58	24
Nb	8	9	8	4	6	5	7	7	24	16
Ni	21	24	36	44	38	42	44	32	10	20
Rb	214	241	297	345	299	243	283	215	178	236
Sr	112	92	12	7	6	10	8	77	193	106
Y	26	26	15	2	29	16	13	15	27	25
Zr	157	146	68	60	78	60	57	49	262	160

TABLA III.3 (Continuación)

ENCLAVES					ROCAS FILONIANAS						
Nº An.	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
Nº La.	81431	80208	78481	78486	80902	78504	77555	80334	79027	82528	80802
	Gr. porfídico		Microgranulares		Aplitas		Pórfidos				
SiO ₂	70.33	70.14	64.73	65.98	70.43	72.74	76.11	76.24	67.57	69.31	69.86
Al ₂ O ₃	14.87	14.66	16.32	16.33	15.34	14.42	13.58	13.68	14.99	14.95	14.86
Fe ₂ O ₃	0.45	0.69	0.78	1.18	0.63	0.25	0.12	0.32	0.59	0.63	0.65
FeO	2.37	2.35	4.91	3.33	2.83	1.43	0.89	0.73	3.65	2.79	2.74
MgO	0.58	0.80	2.14	2.25	0.61	0.20	0.16	0.20	1.25	0.84	1.02
MnO	0.05	0.06	0.08	0.07	0.05	0.03	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06
CaO	1.79	2.16	3.97	2.29	2.87	0.80	0.43	0.33	1.62	1.96	2.24
Na ₂ O	3.11	3.23	3.11	2.83	4.26	3.28	3.68	3.89	3.07	3.46	3.23
K ₂ O	4.51	4.12	0.92	2.91	1.39	4.96	4.77	4.38	4.62	4.23	3.94
TiO ₂	0.39	0.45	0.77	0.72	0.45	0.22	0.03	0.03	0.78	0.43	0.46
P ₂ O ₅	0.26	0.23	0.22	0.26	0.13	0.31	0.11	0.11	0.35	0.20	0.21
H ₂ O	0.75	0.87	2.62	2.39	1.34	0.91	0.61	0.61	1.96	1.29	1.19
	99.46	99.76	100.57	100.54	100.53	99.55	100.56	100.57	100.51	100.15	100.46

NORMA C.I.P.V.

Q	29.45	28.99	28.74	28.99	31.80	32.58	34.89	35.64	25.29	26.28	28.51
Or	26.65	24.35	5.44	17.20	8.21	29.31	28.19	25.88	27.30	25.00	23.28
Ab	26.32	27.33	26.32	23.95	36.05	27.76	31.14	32.92	25.98	29.28	27.33
An	7.18	9.211	18.26	9.66	13.39	1.95	1.42	0.92	5.75	8.42	9.74
Hy	4.87	5.11	12.58	9.68	5.55	2.61	1.96	1.62	8.15	6.10	6.39
Mt	0.65	1.00	1.13	1.71	0.91	0.36	0.17	0.46	0.86	0.91	0.94
Il	0.74	0.85	1.46	1.37	0.85	0.42	0.06	0.06	1.48	0.82	0.87
Ap	0.60	0.53	0.51	0.60	0.30	0.72	0.25	0.25	0.81	0.46	0.49
C	2.24	1.51	3.52	4.98	2.12	2.94	1.84	2.20	2.83	1.59	1.71

Elementos Trazas.

Ba	398	485	91	537	91	323	34	7	465	451	419
Ce	58	53	32	67	46	35	3	9	78	56	54
La	40	40	38	60	87	31	10	3	73	49	40
Nb	12	16	6	19	16	17	9	9	22	19	15
Ni	25	16	5	24	33	29	40	57	28	23	30
Rb	240	212	60	118	154	293	265	330	206	204	199
Sr	115	141	154	220	120	76	15	12	136	131	131
Y	19	25	30	33	30	13	4	14	23	27	29
Zr	183	184	176	212	238	139	58	66	291	166	180

TABLA III.4

VALORES MEDIOS DE LAS ROCAS GRANÍTICAS
DE MORA-GALVEZ Y OTRAS MEDIDAS DE ROCAS
GRANÍTICAS DE INTERÉS COMPARATIVO

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	71.17	68.95	76.43	70.00	69.10	70.19	63.62
Al ₂ O ₃	14.79	15.29	13.36	14.70	14.55	13.96	16.23
Fe ₂ O ₃	0.44	0.67	0.17	0.63	-	0.70	1.68
FeO	2.16	2.84	0.54	2.07	3.47	2.87	3.21
MnO	0.05	0.07	0.05	0.04	0.08	0.06	0.10
MgO	0.69	1.07	0.09	1.21	0.93	1.56	2.59
CaO	1.73	2.31	0.35	2.25	2.21	2.17	5.45
Na ₂ O	3.36	3.22	3.41	3.43	3.73	2.29	2.67
K ₂ O	4.27	4.12	4.75	4.00	4.02	3.83	2.13
TiO ₂	0.35	0.50	0.04	0.38	0.27	0.47	0.49
P ₂ O ₅	0.22	0.25	0.10	0.18	0.16	0.14	0.11
H ₂ O	0.85	1.00	0.55	0.99	-	1.26	1.32

NORMA C.I.P.W.

	1	2	3	4	5	6	7
Q	29.69	25.82	37.41	27.38	24.57	33.80	23.01
Gr	25.23	24.35	28.07	23.64	23.76	22.63	12.59
Ab	28.43	27.24	28.85	29.02	31.56	19.38	22.59
An	7.29	9.99	1.15	9.99	9.92	9.85	26.01
Di	-	-	-	-	-	-	0.25
H _y	4.84	6.63	1.04	5.74	6.22	7.91	10.21
Mt	0.64	0.97	0.25	0.91	1.26	1.01	2.44
Ilm	0.66	0.95	0.08	0.72	0.51	0.89	0.93
Ap	0.48	0.55	0.22	0.42	0.37	0.32	0.25
C	1.97	1.87	2.19	1.07	0.43	2.44	-

ELEMENTOS TRAZA

	1	2	3	4	5	6	7
Ba	395	450	45	447	830	448	396
Ce	46	56	11	76	100	61	43
Rb	227	195	280	207	200	187	91
Sr	116	132	20	143	300	124	274
Zr	156	186	62	142	200	160	102

- 1: Granitos de grano grueso (n=24)
 2: Granitos porfídicos (n=8)
 3: Leucogranitos (n=6)
 4: Granitos Sistema Central Español
 5: Media granitos
 6: Granitos S
 7: Granitos I

TABLA III. 5

CONTENIDOS DE TIERRAS RARAS (GRANITOIDES MORA-GALVES)

N° La.	77.931 G.PORFIDICO	80.212 G.GRANO GRUESO	80.910	80.913 LEUCOGRANITO
La	42.64	21.09	26.74	3.76
Ce	85.31	44.65	58.19	10.03
Nd	43.52	21.02	27.76	4.87
Sm	8.70	4.97	6.15	1.77
Eu	1.32	0.70	1.14	0.01
Gd	7.64	4.43	5.62	1.56
Dy	5.21	3.98	5.00	2.11
Er	2.49	1.95	2.64	1.21
Yb	2.00	2.03	2.85	1.78
Lu	0.25	0.35	0.37	0.24
Y	31.21	25.81	33.56	15.42
Eu/Eu*	0.50	0.45	0.62	0.0018
(La/Lu)cn	17.81	6.26	7.51	1.63
ΣREE	199.28	105.17	136.46	27.34

TABLA III.6

RESULTADOS ISOTOPICOS DE LOS GRANITOIDES DE LA U.M
ASOCIACION DE ARGES-GUADANUPE

NOLa	76.913	76.915	81.927	76.912	81.920	81.921	76.905	81.912	81.913	81.922
	TONALITAS			ADAMELLITAS NO PORFIDICAS			ADAMELLITAS PORFIDICAS			
Rb	181	269	153	226	179	202	247	226	237	260
Sr	596	386	568	287	359	320	157	288	284	237
Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0.8811	2.0175	0.7790	2.2798	1.4425	1.8270	4.5567	2.2735	2.4143	3.1789
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0.7117	0.7180	0.7106	0.71867	0.7154	0.7176	0.7298	0.7193	0.7201	0.7232

NOLa	81.942	81.915	81.916	81.925	81.926
	GRDTA.LAYOS	LEUCOGRAMITOS			
Rb	108	175	187	79	64
Sr	143	275	283	208	148
Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	2.1856	1.8477	1.9119	1.0979	1.4983
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0.7240	0.7115	0.7178	0.7184	0.7205

TABLA III.7

RESULTADOS ISOTOPICOS DE LOS GRANITOIDES DEL PLUTON MORA-GALVEZ

Nº La	74.499	77.926	80.211	80.213	80.214	80.910	77.931	80.914	81.195
	GRANITOS DE GRANO GRUESO						GRANITOS PORFIDICOS		
Rb	258	209	217	238	248	201	166	241	219
Sr	87	124	115	153	107	131	168	92	105
Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	8.5674	4.9018	5.4714	4.4997	6.7127	4.4347	2.8664	7.5665	6.0432
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	0.7492	0.7332	0.7353	0.7309	0.7401	0.7299	0.7230	0.7444	0.7380

Nº La	80.913	80.917	81.191
	LEUCOGANITOS		
Rb	297	243	345
Sr	12	10	7
Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	72.595	71.730	156.63
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	1.0203	1.0254	1.3913

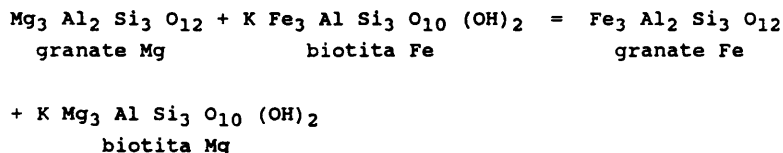
APENDICE 3 DISCUSION SOBRE LAS ECUACIONES
TERMOBAROMETRICAS UTILIZADAS

DISCUSION SOBRE LAS ECUACIONES TERMOBAROMETRICAS UTILIZADAS

TERMOMETRIAS CON EL PAR GRANATE - BIOTITA.

Son muchos los autores que han utilizado la distribución de Mg y Fe entre estos dos minerales para calibrar la temperatura ,(THOMPSON, 1976; FERRY y SPEAR, 1978; HODGES y SPEAR, 1986; INDARES y MARTIGNOLE, 1985; HOINKES, 1986; entre otros).

La ecuación mediante la cual se produce el intercambio de cationes es:



THOMPSON realiza una calibración empírica basada en la comparación de asociaciones minerales naturales con equilibrios de fases experimentales. El geotermómetro de FERRY - SPEAR se basa también en datos experimentales obtenidos en el sistema binario Fe - Mg puro. Los trabajos posteriores de HODGES - SPEAR tienen en cuenta la presencia de otros cationes tales como el Ca y el Mn en el granate y Ti y Al^{VI} en la biotita, ya que influyen en la determinación de la temperatura. En la calibración de INDARES-MARTIGNOLE, también se tiene en cuenta el efecto del Mn en el granate, y por último el trabajo de HOINKES estima el efecto del Ca en los coeficientes de distribución del Fe y Mg.

Hemos elegido el geotermómetro de HODGES-SPEAR (1986) ya que tiene en cuenta el efecto de otros cationes, tales como Ti y Al^{VI} en la biotita, ya que las biotitas de las rocas que estamos estudiando contienen cantidades apreciables de estos dos cationes.

Hay que indicar que las temperaturas que se obtienen con el geotermómetro de FERRY - SPEAR (1978) son similares, aunque algo más bajas, que con el anterior, mientras que las obtenidas con el de INDARES - MARTIGNOLE (1985) son muy bajas y las calculadas mediante el de HOINKES (1986) son muy altas.

La ecuación utilizada por HODGES - SPEAR es la siguiente:

$$T (^{\circ}\text{K}) = \frac{12454 + 0.057 * P \text{ (bares)}}{4.662 - 1897 \ln K_1}$$

$$K_1 = \frac{(X_{py})^3 * (X_{ann})^3}{(X_{al})^3 * (X_{ph})^3} * \frac{(a_{py})^3}{(a_{al})^3}$$

donde X_{al} = fracción molar del almandino en el granate.

X_{py} = fracción molar del piropo en el granate.

X_{ann} = fracción molar de la annita en la biotita.

X_{ph} = fracción molar de la flogopita en la biotita.

a_{py} / a_{al} = coeficiente de actividad.

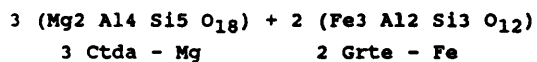
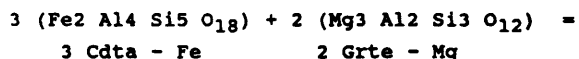
Esta ecuación es muy similar a la utilizada por FERRY - SPEAR:

$$T^{\circ} \text{ (K)} = \frac{12454 + 0.057 P \text{ (bares)}}{4.662 - 5.691 \ln k}$$

$$k = \frac{(\text{Mg/Fe}) \text{ granate}}{(\text{Mg/Fe}) \text{ biotita}}$$

TERMOMETRIA CON EL PAR GRANATE - CORDIERITA

La termometría a partir de este par de minerales ha sido ampliamente investigada por distintos autores (GREEN, 1976; HOLDAWAY - LEE, 1977; LONKER, 1981; LAVRENCHEVA - PERCHUK, 1981; MARTIGNOLE - SISI, 1981; HE SHAOUYAN - FAN QUINGHAO, 1984). La calibración de la temperatura se hace en base a la distribución Fe - Mg entre estos dos minerales, mediante la siguiente reacción:



GREEN determina las condiciones de presión y temperatura a las cuales son estables este par de minerales, mediante la obtención experimental de líquidos graníticos con granate o cordierita a partir de composiciones pelíticas. HOLDAWAY - LEE realizaron sus estudios a través de la comparación de los datos experimentales con los obtenidos mediante el estudio de asociaciones minerales naturales. Tanto LONKER como MARTIGNOLE - SISI, tienen en cuenta el contenido en H₂O en la cordierita sobre la presión, en base a datos experimentales. Por último HE SHAOUYAN - FAN QUINGHAO proponen una calibración de la temperatura, aplicándola a una asociación mineralógica natural, comparándola con otras calibraciones para su comprobación.

Como desconocemos el contenido en H₂O de la cordierita, vamos a utilizar los geotermómetros propuestos por HE SHAOUYAN - FAN QUINGHAO (1985), HOLDAWAY - LEE (1977), LAVRENCHIEVA - PERCHUCK (1981). El primero lo utilizamos porque en él no interviene la presión y por tanto a partir del mismo se puede determinar esta. Los otros dos los utilizamos para comprobar el anterior y obtener así un rango de temperaturas máximas y mínimas.

Las ecuaciones propuestas por estos autores son:

HE SHAOUYAN - FAN QUINGHAO (Ec. 1).

$$T' = \frac{7580.6}{3.1 \ln Kd + 2.20}$$

HOLDWAY - LEE (Ec. 2).

$$T^{\circ} = \frac{6150 + 0.0303 (P - 1)}{2.69 + 1.987 \ln Kd}$$

LAVRENCHIEVA - PERCHUCK (Ec. 3).

$$T^{\circ} = \frac{6212 + 0.035 (P - 6 \cdot 10^3)}{2.56 + 2.1 \ln Kd}$$

En todos ellos la temperatura está expresada en grados Kelvin y la presión en kilobares, siendo:

$$Kd = \frac{(X_{Fe})_{grte} \cdot (X_{Mg})_{cdta}}{(X_{Fe})_{cdta} \cdot (X_{Mg})_{grte}}$$

(X_{Fe}, Mg)_{grte} = fracción molar de Fe o Mg en el granate.

(X_{Fe}, Mg)_{cdta} = fracción molar de Fe o Mg en la cordierita.

TERMOMETRIA PLAGIOCLASA - FELDESPATO POTASICO.

Este geotermómetro ha sido estudiado por varios autores, basándose en la distribución del componente albitico entre los dos feldespatos coexistentes.

Vamos a utilizar la calibración de STORMER (1975) y de WHITNEY y STORMER (1977), que consideran que las pequeñas cantidades de anortita en el feldespato potásico y

las de ortosa en la plagioclase no afectan a la actividad de la albite en los feldespatos. Este geotermómetro ha sido criticado por BROWN y PARSON (1981, 1985), ya que para estos autores es importante considerar el sistema como ternario, puesto que el contenido en ortosa y anortita puede influir en la temperatura.

No obstante vamos a utilizar el geotermómetro de WHITNEY - STORMER porque el contenido en anortita del feldespato potásico y el de ortosa en la plagioclase son muy bajos, y por tanto asumimos que no afectan a la temperatura.

La ecuación para determinar la temperatura que proponen estos autores es la siguiente:

$$T^{\circ} = \frac{7973.1 - 19610.6 X_{Af} + 9901.9 X_{Af}^2 + (0.11 - 0.22 X_{Af} + 0.11 X_{Af}^2) P}{- 1.9872 \ln (X_{Af} / X_{Pf}) + 4.6321 - 10.815 X_{Af} + 7.7345 X_{Af}^2 - 1.5512 X_{Af}^3}$$

Dónde: X_{Af} = fracción molar de albite en el feldespato potásico.

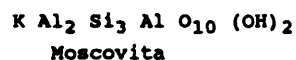
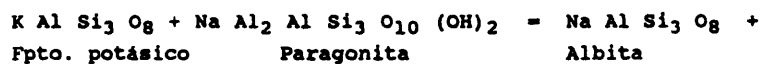
X_{Pf} = fracción molar de albite en la plagioclase.

T° = temperatura en grados Kelvin.

P = presión en kilobares.

TERMOMETRO MOSCOVITA - PLAGIOCLASA.

Este geotermómetro está basado en el intercambio de Na y K entre la plagioclase y la moscovita según la reacción:



Utilizaremos la ecuación propuesta por GREEN y USDANSKY (1986), ya que es aplicable a granitos peraluminicos, en este trabajo se hace una revisión de este geotermómetro propuesto con anterioridad por otros autores.

La expresión geotermométrica definida por estos autores es:

$$(19456 A + 12230 B + 27320 C + 18810 D + 8473 E + 28226 F - 65407 G + 65305.4 H - 2087.6587) + P (-0.0431 - 0.456 A + 0.6653 B + 0.364 C + 0.364 D + 2.1121 G + 0.9699 H)$$

$$T^{\circ} = \frac{(7.5805 - \ln Kd - 1.6544 A - 0.7104 B + 10.3 C + 10.3 D - 114.1040 G + 12.5365 H)}{}$$

en esta expresión la temperatura está en grados Kelvin y la presión en bares. Los parámetros A, B, C, ... etc, tienen en cuenta las fracciones molares de la moscovita y la paragonita en la mica y las fracciones molares de ortosa y anortita en la plagioclasa.

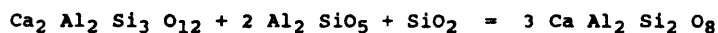
El Kd viene definido como:

$$Kd = \frac{\ln X_{ms} + \ln (X_{ab} (2 - X_{ab} - X_{or}) * (X_{ab} + X_{or})) - \ln X_{pa} - \ln (X_{or} (2 - X_{ab} - X_{or}) * (X_{ab} + X_{or}))}{}$$

Xms = fracción molar de moscovita en la mica.
 Xpa = fracción molar de paragonita en la mica.
 Xab = fracción molar de albita en la plagioclasea.
 Xor = fracción molar de ortosa en la plagioclasea.

GEOBAROMETRO GRANATE - PLAGIOCLASA.

Este geobarómetro es aplicable a rocas que además de contener granate y plagioclasea, este presente un silicato aluminico y cuarzo, ya que la reacción de equilibrio en que se basa el mismo es:



Estas condiciones se cumplen en las rocas del sur de Toledo, ya que en ellas está presente, como silicato aluminico, la sillimanita, por tanto los calculos se han realizado en condiciones de sillimanita.

La ecuación utilizada es la propuesta por HODGES - SPEAR (1982) la cual está basada en los datos experimentales de GHENT (1976), GHENT et al (1979), NEWTON y HASELTON (1981). Se ha utilizado la ecuación de los primeros autores ya que los calculos de temperatura del par granate-biotita se ha efectuado según la termometria de estos autores, por lo cual nos parece más correcto aplicar el calculo de presión de ellos mismos. No obstante también se han calculado las presiones según GHENT y NEWTON - HASELTON, resultando estas demasiado elevadas para el tipo de rocas de que se trata.

HODGES - SPEAR hacen una serie de correcciones

en las actividades de la grosularia y la anortita para aplicar la siguiente ecuación en una serie de paragenesis naturales:

$$P = \frac{9192 - 30.786 T^{\circ} + 1.987 T^{\circ} \ln K}{V_r}$$

dónde la presión está expresada en bares y la temperatura en grados Kelvin, siendo:

$$K = \frac{(A_{an})^3}{(A_{gr})^3}$$

A an = actividad de la anortita.

A gr = actividad de la grosularia.

Vr = variación del volumen de la reacción.

